Berlin 1961

Beitrag zur Geologie des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech (Vorarlberg, Österreich)

von

MANFRED SCHIDLOWSKI

Beitrag zur Geologie des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech (Vorarlberg, Österreich)

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von
Manfred Schidlowski
aus
Stettin

1961

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

1. Referent: Prof. Dr. M. RICHTER
2. Referent: Prof. Dr. K.-R. MEHNERT

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Feb. 1961
Tag der Promotion: 27. Feb. 1961

INHALT

Seite

A. VORWORT 1

B. EINLEITUNG 2
I. Lage und Umgrenzung des Aufnahmegebietes 2
II. Problemstellung 3

C. STRATIGRAPHIE 5
I. Die südliche Vorarlberger Flyschzone 5
II. Das Unterostalpin 5
III. Das Oberostalpin 8
1. Trias 8
a) Karnische Stufe 8
b) Norische Stufe 10
c) Rhätische Stufe 11
2. Jura 13
a) Roter Lias-Basiskalk 13
b) Fleckenmergel 14
α) Ältere Fleckenmergel 14
β) Mittlere Fleckenmergel 16
γ) Jüngere Fleckenmergel 16
c) Radiolarite 19
d) Aptychenkalke 22
3. Kreide 23
IV. Quartär 28
1. Glazigene Oberflächenbildungen 28
2. Holozäne Schuttbildungen 28

D. TEKTONIK 29
I. Die südliche Vorarlberger Flyschzone 29
II. Das Unterostalpin 29
III. Das Oberostalpin 31
1. Die nördliche Schuppenzone 31
a) Die Schuppe des Kleinen Widdersteins 32
b) Die Schuppe des Großen Widdersteins 35
c) Der Komplex des südlichen Heiterbergs 39
2. Die Allgäuer Hauptmulde 42
a) Die Hochberg-Rothorn-Mulde 43
b) Das W-Ende der Allgäuer Hauptmulde 49
c) Das Gesamtbild der Allgäuer Hauptmulde zwischen Bregenzer Ach und Großem Walsertal 50

Seite

3. Die mittlere Schuppenzone..... 51

a) Das Tannberg-Gewölbe..... 51
b) Die Schuppe des Karhorns..... 52
c) Die Juppenspitz-Schuppe..... 53
d) Die Wandfluh-Schuppe..... 57

4. Die südliche Schuppenzone..... 65

a) Die Braunarlspitz-Scholle..... 67

α) Die nördliche Randstörung..... 67
β) Das Braunarlspitz-Massiv..... 69
γ) Die Muldenzone des Feuersteins..... 72

b) Das Klesenza-Fenster..... 74

c) Die Klostertal-Scholle..... 75

IV. Das tektonische Gesamtbild des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech..... 75

E. ZUSAMMENFASSUNG..... 76

F. LITERATUR..... 78

A. VORWORT

Die vorliegende Arbeit soll die Erläuterung zu einer geologischen Karte sein, die im wesentlichen in den Sommermonaten der Jahre 1958, 1959 und 1960 vom Verfasser aufgenommen wurde. Es handelt sich dabei um die Revision eines Teils der geologischen Karte der Lechtaler Alpen (Blatt 4: Klostertaler Alpen) von O. AMPFERER, Th. BENZINGER & O. REITHOFER aus dem Jahre 1932.

Die Anregung dazu erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. RICHTER, Berlin, dem auch an dieser Stelle für die Betreuung und stete Förderung der Arbeit recht herzlich gedankt sei.

Paläontologische Hinweise verdanke ich den Herren Dr. F. BETTENSTAEDT, Hannover, Dr. H. SCHUMANN, Hamburg, und Dr. O. H. WALLISER, Marburg. Herrn Prof. Dr. K. R. MEHNERT, Berlin, fühle ich mich für Hinweise bei der mikroskopischen Untersuchung der unterostalpinen Spilite verpflichtet. Herr Dr. V. JACOBSHAGEN, Bonn, beriet mich bei der Gliederung der Fleckenmergel.

Besonderen Dank schulde ich ferner dem Deutschen Alpenverein, der die vorliegende Arbeit durch eine Reisebeihilfe und einen Druckkostenzuschuß wesentlich förderte. Den Vorarlberger Illwerken A.G. sowie dem Studienkonsortium Bregenzer Ach der Österreichischen Elektrizitätswirtschafts-A.G. und der Vorarlberger Kraftwerke A.G. sei ebenfalls für die Gewährung eines Druckkostenzuschusses geziemend gedankt.

Die Kapitel über das Klesenza-Fenster und das tektonische Gesamtbild sind in dieser Arbeit nicht enthalten, da sie an anderer Stelle veröffentlicht werden. Die Literaturhinweise werden an den entsprechenden Stellen gegeben. Die der Arbeit zugrunde liegende Karte erscheint in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 113, 1961.

B. EINLEITUNG

I. Lage und Umgrenzung des Aufnahmegebiets

Das Aufnahmegebiet liegt innerhalb der nördlichen Kalkalpen im Bereich des Hinteren Bregenzer Waldes (Vorarlberg/Österreich) zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech (Abb. 1). Es umfaßt einen Flächenraum von etwa 64 qkm. Der nördlichste Punkt befindet sich an der unteren Bärgunt-Alpe im S des Kleinen Walsertals, der südlichste am Klesenza-Joch im Quellengebiet des Lechs; die Entfernung dazwischen beträgt etwa 14 km. Südlich der Bregenzer Ach steigt das Gebiet im Hauptdolomit-Massiv der Braunarlspitze bis auf 2651 m an; die durchschnittliche Gipfelhöhe liegt hier bei 2500 m. Der tiefste Punkt des Aufnahmegebiets liegt im Tal der Bregenzer Ach bei 1085 m.

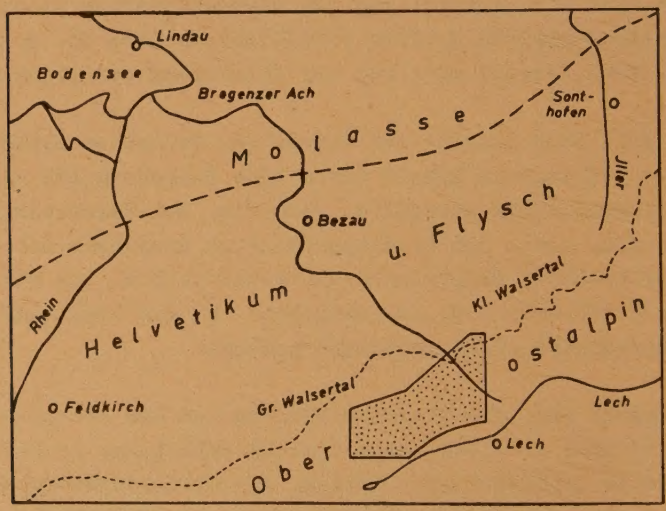


Abb. 1. Die Lage des Aufnahmegebiets (punktiert) innerhalb der geologischen Einheiten der Vorarlberger Alpen

Durch das Gebiet hindurch verläuft die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau, wobei infolge der unterschiedlichen Höhenlage

der beiden Erosionsbasen (Oberrheintal-Graben und oberbayrische Hochebene) das Einzugsgebiet des Rheins ständig auf Kosten von Iller und Lech zunimmt. Die stärkere Erosion im Einzugsgebiet des Rheins äußert sich auch z. T. im steileren Relief der Täler.

Das Landschaftsbild selbst wird gekennzeichnet durch den morphologischen Gegensatz zwischen den Fleckenmergeln des Jura und den Karbonatserien der oberen Trias. Der Hauptdolomit ist auch hier der Hauptgipfelbildner, während die Fleckenmergelgebiete in der Regel stark ausgeräumt sind. Selten gehen Fleckenmergelberge über 2000 m Höhe hinaus, und auch dann meist nur, wenn sie ein Skelett von widerständigen Radiolariten und Aptychenkalken besitzen (Hochberg, Rothorn). Die Flyschgesteine am N-Rand des Aufnahmegebiets verhalten sich ähnlich wie die Fleckenmergel des Ostalpins. Die Siedlungen liegen meist auf pleistozänen oder holozänen Talböden.

Die reinen Hauptdolomitgebiete sind gewöhnlich stark verkarstet, im Bereich der Fleckenmergel wird Almwirtschaft betrieben. Die Baumgrenze liegt zwischen 1700 und 1800 m, die Schneegrenze bei etwa 2400 m.

II. Problemstellung

Seit den Arbeiten von A. ROTHPLETZ (1905) und O. AMPFERER (1911, 1914 u. a.) galten die nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn als nahezu klassisches Gebiet des Deckenbaus. Nachdem im Zusammenhang mit dem Problem der Inntaldecke die ersten Zweifel an der Deckennatur aufgetaucht waren (K. BEURLEN, 1944, E. KRAUS, 1949), wurde die Kritik des Deckenbaus von M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1954) sowie P. HAMANN & C. W. KOCKEL (1956) auf den Bereich der Allgäu- und Lechtaldecke in Tirol und Vorarlberg ausgedehnt und anschließend von M. RICHTER (1956, 1958) auf den Bregenzer Wald und in den Rätikon übertragen.

Das zentrale Problem der vorliegenden Arbeit ist deshalb die

Frage nach gebundener oder gelöster Tektonik, da sowohl Deckenbau als auch Schuppungsvorgänge als Folge tektonischer Selektion Formen schaffen können, die als strukturelle Konvergenzen aufzufassen sind, d. h. eine oberflächliche Betrachtung gestattet es nicht, sie eindeutig der einen oder der anderen Entstehungsursache zuzuordnen. Erst die Spezialuntersuchung unter gewissenhafter Beachtung aller Faktoren erlaubt eine eindeutige Diagnose und ist somit in der Lage, den Gebirgsbau tektomechanisch zu erfassen.

Sinn und Zweck dieser Arbeit ist es, eine Kritik des oberostalpinen Deckenbaus im Bereich des Hinteren Bregenzer Waldes und seiner Randgebiete zu geben, die sich auf eine geologische Spezialkartierung im Maßstab 1 : 10 000 stützt. Eine Revision der geologischen Karte der Lechtaler Alpen (Blatt 4: Klostertaler Alpen) war allein deshalb notwendig, weil die Kartierung von O. AMPFERER und Th. BENZINGER in vielen Fällen nur Übersichtscharakter trägt und für eine tektonische Analyse häufig nicht mehr ausreicht. Der Übergang von der extensiven Bestandsaufnahme zur intensiven Durchforschung des Gebirges war also zur Klärung der tektonischen Verhältnisse unbedingt erforderlich. Die Untersuchungen beziehen sich im Rahmen der Aufgabenstellung dieser Arbeit auf die Allgäudekke, die Lechtaldecke A und die Lechtaldecke B im Sinne von Th. BENZINGER (1929) und O. AMPFERER (1930, 1931).

Neben dieser großtektonischen Zielsetzung soll in diesem Zusammenhang auch eine Reihe von Einzelfragen erörtert werden, zu denen u. a. die Frage nach dem W-Ende der Schuppe des Großen Widdersteins, das Problem der Juppenspitz-Schuppe sowie die Verhältnisse am E-Ende der Wandfluh-Schuppe gehören. Ein nicht unerheblicher Teil der Darstellung soll ferner der Kinematik und Dynamik von Schuppungsvorgängen gewidmet sein, wobei versucht werden soll, den internen Baustil der oberostalpinen Decke als Folge tektonischer Selektion zu erklären und eine Korrelation einzelner typischer Beanspruchungsformen durchzuführen.

C. STRATIGRAPHIE

Im Aufnahmegebiet treten Schichtglieder der Trias, des Jura, der Kreide und des Quartärs auf, die sich teilweise auf drei verschiedene Faziesräume verteilen. Die stratigraphische Abfolge dieser Faziesräume soll im folgenden besprochen werden. Es handelt sich dabei um

I. die südliche Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke)
II. das Unterostalpin (Aroser Zone)
III. das Oberostalpin

I. Die südliche Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke)

Von den Gesteinen der südlichen Flyschzone tritt im Aufnahmegebiet nur das höchste Schichtglied, nämlich die obere Fanóla-Serie (oberes Maastricht) auf. Es handelt sich hierbei um eine ziemlich monotone Folge von grauen Kalken und Sandkalken mit Mergelzwischenlagen, die nördlich des Üntschentobels grüne Flyschhänge aufbauen. Die obere Fanóla-Serie bildet hier das Liegende der unterostalpinen Aroser Zone.

Auf eine ausführliche Beschriebung dieser Serie soll in diesem Zusammenhang verzichtet werden.

II. Das Unterostalpin

Das Unterostalpin wird im Aufnahmegebiet ausschließlich durch Gesteine der Aroser Zone vertreten, die an dieser Stelle altersmäßig von der Alb-Cenoman-Wende bis etwa in das mittlere Turon reichen, wobei jedoch die Cenomanbildungen anteilmäßig überwiegen. Es sind im wesentlichen Mergel, Sandsteine und Konglomerate, die vereinzelt magmatische Relikte führen können. Auf den älteren Karten - so auch auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen - werden diese Gesteine als Glieder der Flyschserie geführt.

Die Aroser Zone setzt im Bärgunttal (nördlich der unteren

Bärgunt-Alpe) mit einer Folge von dm- bis m-bankigen Sandsteinen ein, die mit ebenso mächtigen Mergelserien wechsellagern. Diese grobbankigen und grobgeklüfteten Sandsteine sind neben den noch später zu behandelnden Konglomeraten typische Bildungen des unterostalpinen Cenomans. Sie zeigen gelb- bis braungraue Anwitterungsfarben und besitzen einen beträchtlichen Kalkgehalt, der sich vorzugsweise auf den Kluftflächen als weißer Kalkspatbelag bemerkbar macht und gelegentlich eine Dicke von einigen cm erreichen kann. Daneben finden sich Kalkspatanreicherungen in einzelnen kleineren Knauern und Schmitzen, die den Sandstein scheinbar unregelmäßig durchsetzen.

Die Grundmasse ist von feinem bis mittlerem Korn und zeigt in frischem Zustand eine stahlgraue Farbe. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die kaum abgerollten, meist eckigen Quarzkörner innerhalb eines karbonatischen Zwischenmittels liegen und mit diesem regelrecht "verbacken" sind. Daneben läßt sich teilweise auch eine deutliche Muskovitführung beobachten, auch Spuren von Biotit und lamellierten Plagioklasbröckchen sind nachzuweisen.

Zwischen den einzelnen Kalksandstein-Lagen erscheinen mehrere m mächtige Serien gelbbrauner, dunkler, z. T. auch grünlicher Mergel. Diese Mergel sind mürbe, teilweise quellbar und von blättrig-schiefrigem Habitus. Innerhalb der Mergelserie treten auch geringmächtige (1 - 2 dm), meist zerrissene oder boudinagierte Sandsteinlagen auf, daneben cm-Lagen eines grauen, plattigen Kalkes. Dieser Kalk ist meist etwas vermergelt und zeigt oft sehr deutlich mm-starke dunkle, schichtungsparallele Schlieren und Bänder.

An anderen Stellen (Bärguntbach nördlich "Schnaiter") zeigen die Kalksandsteine vielfach eine deutliche Schichtung - teilweise sogar eine Kreuzschichtung - und führen manchmal Pflanzenhäcksel, der winzige kohlige Bezüge auf den Schichtflächen bildet.

Die grobklastische Fazies innerhalb der unterostalpinen Kreide

wird durch grob gebankte, kaum geschichtete polymikte Konglomerate vertreten, die infolge ihrer relativen Härte innerhalb der Aroser Zone stark felsbildend auftreten. Die Größe der einzelnen Komponenten, die von einem sandigen Bindemittel zusammengehalten werden, ist sehr verschieden; im Durchschnitt liegt sie zwischen einem und mehreren cm. Nach unten hin besteht ein kontinuierlicher Übergang in die Sandstein-Fazies; die größeren Gerölle können Kopfgröße und darüber hinaus einen Durchmesser von einigen dm erreichen.

Alle diese groben Komponenten sind meist gut abgerollt. Brekziöse Partien sind zwar vorhanden, aber ausgesprochen selten. Petrographisch handelt es sich bei den Geröllen meist um Karbonatgesteine wie Fleckenmergel-Kalke, Hauptdolomit u. a., daneben finden sich Radiolarite, dunkle Ölquarzite, reiner Quarz und grüne, teilweise sehr grobkörnige magmatische Gesteine, die wohl der Peridotit-Spilit-Gruppe des Unterostalpins zuzurechnen sind.

Zwischen Sandsteinen und Konglomeraten lassen sich lückenlose Übergänge nachweisen, die teilweise auch über Bildungen von Geröllsandsteinen führen. Die Gerölle brauchen dabei keineswegs bankweise angeordnet zu sein, sondern liegen isoliert ("rosinenartig") innerhalb der psammitischen Grundmasse. Sandsteine und Konglomerate der Aroser Zone sind also als fein- bzw. grobklastische Modifikation der gleichen Fazies aufzufassen.

Die Kalksandsteine und Konglomerate sind in einzelnen Lagen in die überwiegend mergelige Gesamtserie eingeschaltet, von denen die größeren (Köpfle-Zug) eine Mächtigkeit von etwa 15 m erreichen können.

Vorwiegend in den hangenden Teilen der Serie sind auffällig rot oder grünlich gefärbte Mergel weit verbreitet, in denen sich an einer Stelle im Bett des Falkentobels dm-große Schmitzen von Radiolariten und Aptychenkalken nachweisen ließen. Das Unterostalpin-Profil vom Üntschen-Joch ist bereits von

M. BLUMENTHAL (1936) und neuerdings auch von H.-B. KALLIES (1958) behandelt worden und kann deshalb in diesem Zusammenhang unerörtert bleiben.

Magmatische Relikte fanden sich im Schutt des Falkentobels in drei einzelnen Brocken, von denen der größte einen Durchmesser von 35 cm aufzuweisen hatte. Wie die mikroskopische Untersuchung ergab, handelt es sich eindeutig um Vertreter der unterostalpinen Spilitgruppe. Trotz intensiver Nachforschungen konnten anstehende Vorkommen des gleichen Gesteins nicht nachgewiesen werden. Die erwähnten Spilitbrocken müssen aber auf jeden Fall aus dem unterostalpinen Anteil des Aufnahmegebiets stammen, da nur dieses als Einzugsgebiet für den Schutt des Falkentobels in Frage kommt.

Drei aus den Mergeln der Aroser Zone gezogene Proben erwiesen sich als steril. Bisher nachgewiesene Mikrofaunen (P. LANGE, 1956, H.-B. KALLIES, 1958) ergaben einen Altersbereich vom Alb-Cenoman bis in das mittlere Turon.

Die unterostalpinen Gesteine des Klesenza-Jochs sollen erst bei der Behandlung des Klesenza-Fensters besprochen werden, da sie für die stratigraphisch-fazielle Analyse dieser Struktur von Bedeutung sind.

III. Das Oberostalpin

Die oberostalpinen Bildungen des Aufnahmegebiets gehören der oberostalpinen Decke an. Sie sollen in stratigraphischer Folge beschrieben werden.

1. Trias

a) Karnische Stufe

Karnische Rauhwacken und Kalke der Raibler Serie bilden die älteste Trias innerhalb des Aufnahmegebiets. Sie treten vor allem in der Randzone des Braunarlspitz-Massivs gegen den

Sattel von Lech-Zug sowie in einzelnen Vorkommen im oberen Klesenzatal auf, wo sie den Kern der flachliegenden Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe bilden. Geringmächtige Vorkommen finden sich weiterhin unter der Überschiebungsbahn der Wandfluh-Schuppe nördlich des Metzgertobels.

Bei den Rauhwacken handelt es sich um graubraune oder leicht gelbliche, meist etwas mürbe kavernöse Dolomite, die selten eine gute Schichtung zeigen, sondern in groben, unregelmäßigen Absonderungsformen anstehen. Die starke Durchsetzung mit rundlichen oder elliptischen, häufig aber auch völlig unregelmäßig gestalteten Hohlräumen gibt dem ganzen Gestein ein "schaumiges" Aussehen.

Im Bereich des Klesenza-Jochs wird die Raibler Serie charakterisiert durch eine Wechsellagerung von cm- bis dm-bankigen, manchmal leicht geflaserten blauen Kalken und grauem zuckerkörnigem, z. T. recht mürbem Dolomit. Die Kalke zeigen in frischem Zustand häufig eine tiefblaue Farbe, jedoch existieren auch hellere Variationen bis nach mittelgrau. Die Grundmasse ist fast immer feinkristallin und homogen, jedoch ist das Gestein nicht selten von weißen Kalkspatadern durchzogen. An organischen Resten finden sich häufig Fucioden, desgleichen Reste von dickschaligen Bivalven. Beide Gesteine wechsellagern in Serien von jeweils mehreren m Mächtigkeit, wobei die Kalke jedoch anteilmäßig überwiegen. Am Bärenwang führt die Raibler Serie auch Lagen schwarzer oder grünlicher Mergelschiefer.

Besondere Erwähnung verdienen in diesem Zusammenhang die Gipsvorkommen westlich der Klesenza-Alp. Die mürben, grobkörnigen Gipse sind von weißgrauer oder dunkler, teilweise auch gelblicher Farbe, in einigen Fällen erscheinen sie gesprenkelt. Sie sind meist gut geschichtet oder leicht geflasert. Auf Klüften und Schichtflächen sind häufig wasserhelle Kristalle zu beobachten.

b) Norische Stufe

Die norische Stufe der Trias wird hauptsächlich durch den Hauptdolomit vertreten. Es handelt sich hierbei um ein weißlich oder gelb- bis schmutziggrau anwitterndes, stark bituminöses Gestein, das mit einer Mächtigkeit von etwa 600 m vorwiegend die großen Felsmassive aufbaut und - genau wie im Allgäu - auch in den Vorarlberger Alpen als Hauptgipfelbildner in Erscheinung tritt. Die gesamte Serie ist völlig homogen und praktisch fossilleer. Sie kann aus diesem Grunde nicht weiter untergliedert werden. Zu erwähnen sind lediglich lokal auftretende Brekzienbänke, die mm- bis cm-große Hauptdolomit-Komponenten innerhalb einer Hauptdolomit-Grundmasse zeigen.

Der Hauptdolomit ist fast immer deutlich gebankt, wobei die Mächtigkeit der einzelnen Bänke im Durchschnitt mehrere dm beträgt. Sie kann aber auch beträchtlich darüber liegen, so daß Bänke von einem m und mehr durchaus nicht selten sind. In frischem Zustand zeigt er meist eine mittelgraue Farbe, die Grundmasse ist feinkristallin, manchmal auch fast homogen. "Zuckerkörnige" Partien sind relativ selten.

Wie alle Karbonatgesteine neigt auch der Hauptdolomit zur Verkarstung, wobei er insbesondere oberhalb der Baumgrenze öde, fast vegetationslose Karrenfelder bildet. Jedoch vermißt man eine Reihe typischer Karstphänomene, die etwa für die Rhätkalke und Plattenkalke so charakteristisch sind.

Da der Hauptdolomit ein allgemein bekanntes und häufig untersuchtes Gestein ist, kann auf eine ausführliche Beschreibung im Rahmen dieser Arbeit verzichtet werden.

In den oberen 50 - 60 m der norischen Serie stellen sich in zunehmendem Maße grobbankige, weißgraue Obernor-Kalke ("Plattenkalke" im alten Sinne) ein, die nicht selten mit dm- bis m-mächtigen Lagen von "gewöhnlichem" Hauptdolomit wechsella-

gern. Die Dicke der einzelnen Kalkbänke beträgt durchschnittlich einige dm, sie kann aber auch beträchtlich größer sein, so daß Bänke von 2,5 bis 3 m Mächtigkeit durchaus keine Seltenheit bilden. Diese Plattenkalke neigen zu einer intensiven "schrattigen" Verwitterung und ähneln darin vollständig den Rhätkalken, denen sie auch sonst in Typ und Habitus weitgehend gleichen. Lediglich ihr eindeutiges Hervorgehen aus der Hauptdolomit-Fazies, die auch immer wieder hineinspielt und so zu einer Wechsellagerung von Kalk und Dolomit führt, weist ihnen die Stellung einer selbständigen Serie zu.

Augenscheinlich dokumentiert sich in dieser gemischt kalkig-dolomitischen Abfolge die obernorisch-unterstrhätische Übergangsfazies, die zwischen Hauptdolomit und Rhätkalk vermittelt und dabei die typischen Rhätkalkbildungen mit ebenso typischem Hauptdolomit vereinigt. Der Wechsel von Kalk und Dolomit vollzieht sich nicht nur vertikal, auch horizontale Übergänge von weißgrauem, schrattigen Plattenkalk in gelblich-brüchigen Dolomit lassen sich häufig innerhalb einer einzigen Bank beobachten.

Die Fossilführung innerhalb dieser Serie ist teilweise beträchtlich. Es finden sich Muschelbrekzien wie im Rhät, einzelne Plattenkalkblöcke zeigen Anschnitte von Korallenstöcken und großen Megalodonten. Auch die dolomitische Fazies kann Fossilreste führen (Muschelschill, kleine Schnecken vom Turritella-Typ).

c) Rhätische Stufe

Das oberostalpine Rhätprofil wird gekennzeichnet durch zwei Faziestypen: die überwiegend mergeligen Kössener Schichten und den Rhätkalk (Oberrhätkalk im Sinne von O. AMPFERER). In beiden Fällen handelt es sich um ± altersgleiche Gesteine, die miteinander wechsellagern und sich verzahnen können. Kössener Schichten und Rhätkalk sind also keine stratigraphischen, sondern fazielle Begriffe, wobei Rhätkalke die Riffazies, Kös-

sener Schichten die Riffrandfazies charakterisieren.

Bei den Kössener Schichten handelt es sich um eine Serie gröberer oder auch feinblättriger Mergelschiefer, die eine charakteristische gelbbraune Anwitterungsfarbe besitzen. In frischem Zustand zeigen sie meist eine dunkle Färbung. Ein lokal verbreiteter Horizont roter Mergel wird als Schattwalder Schicht (K. REISER, 1920) bezeichnet.

Diese Mergel werden häufig von überwiegend dm-bankigen bituminösen Kössener Kalken durchsetzt, die wie der Rhätkalk zu schrattiger Verwitterung neigen, sich aber von ihn durch ihre braun- oder blaugrauen Anwitterungsfarben und die dunkle Grundmasse unterscheiden. Gerade die typischen Kössener Kalke zeigen in frischem Zustand eine charakteristische tiefblaue Farbe.

Die Grundmasse der Kalke ist häufig ganz fein und völlig homogen, daneben treten aber auch grobkristalline Spatkalke auf, die oft von weißen Kalzitadern durchzogen werden. Diese zeigen jedoch nicht die tiefblaue Färbung, sondern sind etwas heller.

Besonders fossilreiche Lagen innerhalb der Kössener Kalke werden als Muschelbrekzie bezeichnet. Diese Muschelbrekzie ist äußerst typisch für die Kössener Serie und aus diesem Grunde für das Erkennen der Schichtfolge sehr wichtig. Es handelt sich hierbei um ein fast gänzlich zoogenes Gestein, das aus einer Anhäufung kleiner Muschel- und Brachiopodenschalen besteht, deren Querschnitte sehr gut auf den angewitterten Schichtflächen zu erkennen sind. Daneben finden sich auch zuweilen Anschnitte von Korallenstöcken. Trotz dieses gewaltigen Reichtums an Fossilien, die hier regelrecht gesteinsbildend auftreten, sind jedoch gut erhaltene Exemplare relativ selten (Terebrateln und Rhynchonellen im Rhät der Ölberg-Mulde).

Der andere Faziestyp wird durch die Rhätkalke vertreten. Es sind dies weißgraue, grobbankige Kalke mit "schrattigen" Ver-

witterungsformen (Rinnenkarren, Kluftkarren, Schichtfugenkarren). Rhätkalkzüge bilden infolge der Widerständigkeit dieses Gesteins meist Härtlinge oder deutliche Steilstufen im Gelände (Weißer Schrofen, Heiterberg). Bei der Verkarstung zerfallen sie in einen groben, häufig cbm-großen Blockschutt, der sich in vielen Fällen auch in Moränen angereichert findet.

Die Grundmasse der Kalke variiert in ihrer Farbe in frischem Zustand zwischen hell- und dunkelgrau, in der Regel überwiegt aber die hell- bis mittelgraue Variation. Die Grundmasse selbst ist mittel- bis grobkristallin und wird von vielen kleineren und größeren Kalkspatäderchen durchzogen. Organische Reste (meist unbestimmbare Bivalven, seltener Querschnitte von Korallenstöcken) sind nicht selten. Genau wie der Hauptdolomit besitzt auch der Rhätkalk in frisch angeschlagenem Zustand den typischen Bitumengeruch.

Eine Beschreibung einzelner charakteristischer Rhätprofile mit Mächtigkeitsangaben findet sich bei Th. BENZINGER (1929).

2. Jura

a) Roter Lias-Basiskalk

Der unterste Jura wird durch den sogenannten "roten Lias" vertreten. Es handelt sich hierbei um eine durchschnittlich 8 - 10 m mächtige Folge von massigen Kalken, die sich meist durch eine auffallende Rotfärbung auszeichnen. Diese Kalke sind teils homogen, teils als grobe Spatkalke ausgebildet, die sich manchmal deutlich als Echinodermenbrekzien erkennen lassen. Neben der karbonatischen existiert auch eine tonige Fazies, die nördlich des Älpelekopfs eine reiche Belemnitenfauna führt. Auch sonst sind gut erhaltene Belemniten innerhalb dieser Serie keinesfalls selten (Belemnites paxillosus paxillosus LAM., Belemnites paxillosus apicicurvatus BLV.).

b) Fleckenmergel

Auf den roten Lias-Basiskalk folgen die Fleckenmergel. Unter diesem Begriff wird eine Serie zusammengefaßt, für die teilweise auch der Name "Allgäu-Schichten" gebräuchlich ist. Es sind Mergel, Kalke und Kieselkalke, die zum größten Teil eine charakteristische Fleckenführung zeigen, die der ganzen Schichtfolge ihren Namen gegeben hat. Stratigraphisch reicht diese Serie vom Lias bis in den oberen Dogger (Callovien).

Bei der folgenden Beschreibung soll zwischen älteren, mittleren und jüngeren Fleckenmergeln im Sinne von V. JACOBSHAGEN (1958) unterschieden werden. Es muß jedoch betont werden, daß diese Untergliederung im Bereich des Aufnahmegebietes fast ausschließlich nach lithologischen Gesichtspunkten vorgenommen wurde und nicht paläontologisch belegt ist. Bei der Kartierung wurden nur die Manganschiefer-Zonen besonders ausgeschieden.

α) Ältere Fleckenmergel

Die liegende Abteilung der Fleckenmergelserie faßt V. JACOBSHAGEN als ältere Fleckenmergel zusammen. Diese älteren Fleckenmergel werden im Bereich der zentralen Allgäuer Hauptmulde durch den "Stufenkalk" zweigeteilt, der aber im W der Mulde fehlt (Andeutungen des Stufenkalks lassen sich lediglich an einer einzigen Stelle im Bereich des Fleckenmergel-Grats zwischen Weißem Schrofen und Höferspitze beobachten). Die älteren Fleckenmergel können hier also nur als einheitliche Serie beschrieben werden.

Konkordante Übergänge zwischen Rhät und Fleckenmergeln liegen vor allem am N-Rand der Allgäuer Hauptmulde in der Umgebung des Heiterbergs vor, wobei dahingestellt sein mag, ob der teilweise fehlende rote Lias primär fehlt oder tektonisch unterdrückt ist. An der "Milchwanne" (zwischen Bärgunt-Hoch und -Mittelalp) liegen in der basalen Fleckenmergelserie überwiegend dm-bankige, meist vermergelte Kalke, zwischen denen graue

oder schwarze schiefrige Mergel im cm-Maßstab vermitteln. Bis auf die reinen, etwas spätigen Kalke zeigen alle Gesteine deutliche Flecken. Darauf folgen dunkle, geflaserte Mergel und Kalke mit einzelnen Einlagerungen der eben erwähnten dm-bankigen Gesteine, die hier ebenfalls stark gefleckt erscheinen.

Die Typusgesteine der älteren Fleckenmergel sind jedoch nach JACOBSHAGEN relativ dickbankige, mergelig-kieselige Kalke, die im Aufnahmegebiet sehr gut an den Serpentinen der Tannberg-Straße östlich von Schröcken aufgeschlossen sind. Hier liegen dunkelgraue, teilweise m-bankige klotzige Kieselkalke, die stark zerklüftet sind und von milchig-weißen Kalkspat- und Quarzadern durchzogen werden. Kalkspatausscheidungen finden sich teilweise auch als "Augen" im Gestein. Daneben finden sich die weit verbreiteten dm-bankigen mausgrauen und feinkristallinen Fleckenkalke, die ebenfalls stark geklüftet erscheinen. Gestriemte Harnischflächen, die häufig von Kalkspatausscheidungen bedeckt sind, zeugen von der intensiven Durchbewegung der ganzen Serie. Manche Fleckenkalkbänke sind etwas vermergelt, das frische Gestein erscheint in diesem Falle stumpf im Vergleich zu dem glatten, porzellanartigen Bruch der reinen Fleckenkalke. Zwischen den Kalkbänken liegt manchmal ein geflecktes, braun- bis grüngraues Schiefermittel, das jedoch anteilmäßig stark zurücktritt, an einigen Stellen aber 25 - 30 cm mächtig werden kann.

Im Bereich der Ölberg-Mulde konnte innerhalb der älteren Fleckenmergel wenige m über dem Rhät ein Echioceratide (nach O. H. WALLISER vermutlich Gagaticeras sp.) nachgewiesen werden, so daß die Fleckenmergelbasis hier also in das obere Sinémurien (Lias β) fällt. Über dem Rhät des Fellkessels führen die älteren Fleckenmergel ebenfalls manchmal weitnabelige Einfachripper (vermutlich auch Echioceratiden), die aber meist schlecht erhalten sind.

Die Mächtigkeit der älteren Fleckenmergel beträgt zwischen Höferspitze und Weißem Schrofen etwa 70 m. In anderen Gebieten,

wo sie nicht immer eindeutig bestimmbar ist, wird sie sich vermutlich in der gleichen Größenordnung bewegen.

β) Mittlere Fleckenmergel

Im Bereich der mittleren Fleckenmergel herrschen mürbe, schiefrige Mergel und Mergelkalke vor, die nur sehr dünne Bänder und Schmitzen von Kalken führen. Diese Serie läßt sich deshalb meist gut von den übrigen Fleckenmergeln abgrenzen.

Sehr charakteristisch für die mittleren Fleckenmergel ist das Vorkommen von dunklen Manganschiefern. Es handelt sich hierbei um schwarzbraune bis tiefschwarze cm-bankige Mergelschiefer, die im angewitterten Zustand meist zu einem mürben blättrigen oder erdigen Schutt zerfallen. Auf Grund ihrer auffallenden dunklen Färbung heben sie sich deutlich aus der Flekkenmergelserie heraus. Die ganze maximal 20 - 30 m mächtige Folge ist ziemlich homogen ausgebildet und zeigt zuweilen auf Schicht- und Kluftflächen einen feinen, blauschwarz schimmernden Belag von Manganoxyden. Flecken sind nicht zu beobachten, lediglich die Schichtung wird zuweilen durch einen Wechsel hellerer und dunklerer Lagen angedeutet. Zuweilen läßt sich eine leichte Glimmerstreuung in Form sehr kleiner Muskovitschüppchen nachweisen.

Es ist JACOBSHAGEN beizupflichten, daß es sich bei den Manganschiefern nicht um einen durchlaufenden Horizont, sondern um linsenförmige Einlagerungen handelt, die über den gesamten Bereich der mittleren Fleckenmergel verteilt sind.

Epsilon-Kalke, wie sie JACOBSHAGEN aus dem Gebiet der Höfats-Mulde beschreibt, sind hier am SW-Ende der Allgäuer Hauptmulde nicht mehr ausgebildet.

γ) Jüngere Fleckenmergel

In den jüngeren Fleckenmergeln nimmt die Kalkkomponente wieder beträchtlich zu, wobei erneut gebankte Kalke das Bild be-

herrschen. Eine Untergliederung in mehrere Serien, wie sie V. JACOBSHAGEN in der zentralen Allgäuer Hauptmulde durchführen konnte, ist im Aufnahmegebiet nicht mehr möglich. Aus diesem Grunde müssen die jüngeren Fleckenmergel an dieser Stelle als einheitliche Schichtfolge beschrieben werden.

Das lithologische Bild der jüngeren Fleckenmergel wird häufig dadurch kompliziert, daß die Fazies manchmal schon innerhalb kleiner Bereiche leicht wechselt. Während am N-Rand der Hochberg-Mulde (Gaißtobel) so gut wie gar keine Spatkalke auftreten (die JACOBSHAGEN als oberste Stufe der jüngeren Fleckenmergel anspricht), sind die gleichen Gesteine im Bereich der Rothorn-Mulde und am Metzgertobel-Hang nicht unerheblich vertreten, wenn auch natürlich nicht als geschlossene Schichtfolge, die eine besondere Ausscheidung rechtfertigen würde. In der Folge soll eine solche typische Schichtfolge innerhalb der jüngeren Fleckenmergel der Rothorn-Mulde beschrieben werden. Die Lokalität befindet sich nordwestlich des Rothorngipfels, etwa 80 - 100 m unter dem Radiolarit.

An dieser Stelle liegen dm-bankige (meist 15 - 25 cm) Kalke und Mergelkalke vor, die jeweils durch ein mehrere cm mächtiges mergeliges Zwischenmittel von einander getrennt werden. Bei den Kalken lassen sich unschwer drei Hauptvariationen unterscheiden:

Spatkalke: Harte, splittrige Kalke, die graubraun anwittern und eine grobkristalline Grundmasse besitzen, die in ihrer Färbung zwischen mittelgrau und blauschwarz variieren kann. Meist überwiegen jedoch die grauen Farbtöne. Diese Kalke werden häufig von gröberen und feineren Kalkspatadern durchzogen. Weiße Kalkspatanreicherungen finden sich ferner häufig auf Kluft- und Schichtflächen, wobei teilweise Harnisch- und Stylolithenbildungen zu beobachten sind. Manchmal kommt es auch zur Bildung kleinerer Kluftdrusen, die mit idiomorphen Kalzitkriställchen ausgekleidet sind. Fleckenbildungen sind in den Spatkalken nicht zu beobachten.

Die zweite Variation unterscheidet sich von den Spatkalken im wesentlichen nur durch eine andere Ausbildung der Grundmasse, die in diesem Falle fein und völlig homogen ("glasig") erscheint. Die Färbung dieser "Glaskalke" schwankt zwischen hell- und mittelgrau, dunklere Partien sind selten. Innerhalb dieser Grundmasse erscheinen die meist schlierigen, seltener ovalen typischen Flecken der Fleckenmergelserie. Auch diese Glaskalkvariation wird von Kalzitausscheidungen durchsetzt.

Die dritte Variation scheint aus der zweiten durch eine Zunahme des Tongehalts hervorzugehen. Infolge dieser Vermergelung erscheint die Grundmasse in frischem Zustand stumpf. Die Farbe dieser Mergelkalke liegt wiederum bei mittelgrau, die Flecken sind deutlich ausgebildet.

Äußerlich lassen sich diese drei Ausbildungsformen nicht unterscheiden. Die Mächtigkeit ihrer Bänke ist etwa gleich, die Verwitterungsfarbe ist ebenfalls in allen Fällen schmutzigbraun bis grau. Mengenmäßig überwiegen an dieser Stelle die grobkristallinen Spatkalke, darauf folgen Glaskalke und Mergelkalke.

Im Hochberg-Gebiet liegen die Verhältnisse etwas anders. Unter den Radiolariten des N-Flügels der Hochberg-Mulde lassen sich die obersten Fleckenmergel allgemein charakterisieren als eine Wechsellagerung gelbgrau anwitternder dm-bankiger Kalke und Mergelkalke mit cm- bis dm-mächtigen Lagen mürber, blättrig-schiefriger Mergel, die schwarz, grau, gelbgrau oder grünlich gefärbt sein können. Einzelne Kalkbänke können dabei eine Dicke von 50 cm erreichen. Spatkalke treten hier fast gar nicht auf. -

Innerhalb der jüngeren Fleckenmergel westlich der Ober-Alpschelle (Gr. Walsertal) treten einzelne Konglomeratlagen auf. Es handelt sich hierbei um mm- bis cm-große Fleckenmergel-Komponenten innerhalb einer Fleckenmergel-Grundmasse. -

Der Übergang der Fleckenmergel in den Radiolarit vollzieht sich am N-Hang des Hochbergs (über dem Gaißtobel) fast unmerklich durch ein allmähliches Einschalten cm- bis dm-bankiger dunkler oder grünlich-violetter Hornsteinlagen in die obersten Fleckenmergel, die hier durch ebenso mächtige, deutlich gefleckte Kalk- und Mergelkalklagen vertreten werden, zwischen die dünne Horizonte von dunklen oder grünlichen Mergelschiefern eingeschaltet sind. Die Kalke sind fast immer feinkristallin, völlig homogen und "glasig", nur bei stärkerer Vermergelung erscheinen sie etwas stumpf. Sie können teilweise Bänke von 50 cm Mächtigkeit bilden. Ihre beträchtliche Härte weist auf eine umfangreiche Verkieselung hin. Deutliche Verkieselungserscheinungen lassen sich auch bei den schiefrigen Mergellagen nachweisen. Spatkalke lassen sich an dieser Stelle nicht beobachten.

Die Mergellagen werden zum Hangenden hin allmählich rötlich oder grün, sie nehmen also die typischen Radiolarit-Farben an. Gleichzeitig nimmt die Anzahl der Hornstein- und Kieselkalklagen beträchtlich zu, wobei sich teilweise deutliche "Ordensband-Rhythmite" beobachten lassen. In dieser Zwischenzone, die etwa 5 m mächtig ist, vollzieht sich dann der Übergang zum eigentlichen, überwiegend kieseligen Radiolarit, der mit einem grünen Band (etwa 2 bis 3 m) einsetzt und danach schließlich braunrote Farben annimmt. Die jüngeren Fleckenmergel gehen also ganz kontinuierlich durch eine allmähliche Faziesänderung in die Radiolarite über.

Die Mächtigkeit der jüngeren Fleckenmergel läßt sich im Bereich des hinteren Bregenzer Waldes (Hochberg-Rothorn-Gebiet der Allgäuer Hauptmulde) mit etwa 150 m angeben.

c) Radiolarit

Die Radiolarit-Serie umfaßt den obersten Dogger und den untersten Malm (K. REISER, 1920, F. TRUSHEIM, 1930, u. a.) und ist gewöhnlich 20 - 30 m mächtig. Die Radiolarite selbst sind

rotbraune, seltener grüne (je nach der Oxydationsstufe des farbgebenden Eisens) Kieselschiefer, die meist wohlgeschichtete cm bis dm-bankige Lagen bilden. Auf Grund ihrer auffallenden Färbung heben sie sich sehr deutlich von den anderen Gesteinen ab und haben verschiedenen Bergen ihre Namen gegeben (Rothorn, Rote Wand).

Die kieselige Grundmasse ist glasig und zeigt in den meisten Fällen einen stumpfen Glasglanz. Die namengebenden Radiolarien sind im Dünnschliff als feine Kieselskelette zu erkennen. Das Gestein ist sehr hart und splittrig und zerfällt beim Anschlagen in einen scharfkantigen, eckigen, seltener muscheligen Bruch. Zuweilen erscheinen die Radiolarite "gequält", d. h. sie zeigen feine, meist wohl tektonisch bedingte Klüfte und Risse, die nachträglich wieder durch weißes oder grünliches Kieselmaterial ausgefüllt wurden.

Neben der kieseligen Ausbildung kommen innerhalb der Gesamtserie auch mergelige und kalkige Lagen in Mächtigkeiten von mehreren dm vor. Diese zeigen jedoch kaum die deutliche Schichtung der eigentlichen Radiolarite, sondern mehr flaserige oder wulstige Absonderungsformen. Die Färbung dieser Lagen (insbesondere der Kalke) ist auch in der Regel etwas blasser.

An gewissen Stellen (insbesondere im Bereich des S-Flügels der Rothorn-Mulde) erscheinen bei einer geschlossenen Folge von Radiolarit, Aptychenkalk und Kreide innerhalb der Radiolarit-Serie brekziöse Lagen, die bis zu einer Mächtigkeit von mehreren m anschwellen können. Teilweise kann dabei sogar fast die gesamte Serie in klastischer Form vorliegen. Es handelt sich bei diesem Gestein um eine mittelgrobe, meist gebankte, häufig auch geschichtete Brekzie, deren Komponenten ausschließlich aus Radiolariten bestehen und gewöhnlich einen Durchmesser von wenigen cm besitzen, daneben aber auch Kopfgröße erreichen können. Im Grenzbereich zu den Aptychenschichten können auch Kalkbestandteile auftreten, die sich

aber in der Regel in bescheidenen Grenzen halten. Das ganze Gestein gleicht in Typ und Habitus bestimmten Ausbildungsformen der Kreide-Brekzien aus dem Hangenden, muß aber auf Grund seiner eindeutigen stratigraphischen Position als Glied der Radiolarit-Serie aufgefaßt werden, da es innerhalb einer Folge "normaler" Radiolarite liegt und sich auch an manchen Stellen Übergänge zwischen der klastischen und der gewöhnlichen Fazies beobachten lassen. Es erscheint deshalb zweckmäßig, die klastische Ausbildung der Radiolarit-Serie als Radiolarit-Brekzie zu bezeichnen.

Der Übergang der Radiolarite in die Aptychenkalke vollzieht sich am Hochberg innerhalb einer etwa 3 m mächtigen Grenzzone, die durch eine Abnahme des Silikatanteils zugunsten der karbonatischen und mergeligen Komponente gekennzeichnet ist. Innerhalb dieser Übergangszone, die sich vom eigentlichen braunroten Radiolarit durch ihr etwas helleres Rot farblich deutlich abhebt, treten rein silikatische Bänder fast gar nicht mehr auf und dementsprechend fehlt die "glasige" Modifikation des typischen Radiolarits fast vollständig. Die Vermischung von silikatischem und karbonatischem Anteil führt zur Bildung von hellroten Kieselkalken, die im frischen Bruch wie vermergelte Kalke wirken, deren beträchtliche Härte jedoch auf einen erheblichen Silikatanteil hinweist. In der oberen Hälfte der Übergangszone treten bereits Bänder und Schmitzen von hellem Kalk auf, die sich zum Hangenden verstärken, wobei die rote Farbe des übrigen Gesteinsanteils immer blasser wird. Schließlich schlägt die rote Farbe völlig in das weißliche Rosa der basalen Aptychenschichten um, das für die unteren 5 m dieser Serie bezeichnend ist.

Die Grenzziehung zwischen Radiolariten und Aptychenkalken ist bei dem fließenden Übergang zwischen beiden Serien eine reine Frage der Konvention. Es erscheint jedoch zweckmäßig, die drei m mächtige Übergangszone wegen ihres deutlichen Silikatanteils noch zu den Radiolariten zuzurechnen und den Beginn der Aptychenschichten mit dem Beginn der hellrosa gefärbten Basalkalke anzusetzen, zumal sich diese Übergangszone auch farblich weit-

gehend an die eigentlichen Radiolarite anschließt.

d) Aptychenkalke

Der oberste Jura wird durch die Aptychenkalke vertreten, die über den Radiolariten mit rötlichen, teilweise Aptychen führenden (Aptychus lamellosus ZT.) Kalken einsetzen. Es handelt sich hierbei um hellgrau anwitternde, teilweise recht massige Kalke von etwa 30 m Mächtigkeit (manchmal aber stark variierend), deren Schichtflächen häufig grob geflasert oder gar wulstig erscheinen. Neben dieser flaserigen Ausbildung tritt der Aptychenkalk auch in deutlich wohlgeschichteten Lagen auf.

Die Dicke der einzelnen Flasern oder Bänke reicht vom cm- in den dm-Bereich, im Durchschnitt liegt sie zwischen 5 und 15 cm. Sie werden häufig durch dünne Lagen eines tonig-mergeligen Materials getrennt, das manchmal nur winzige Filme bildet, sich aber an anderen Stellen bis zu mehreren cm anreichern kann. Es ähnelt dann im Aussehen dem Typ der mürben, blättrigen Kreideschiefer und zeigt auch ähnliche grüngraue Verwitterungsfarben. Daneben sind Einschaltungen dunkler, auch roter oder grünlicher Hornsteinlagen nicht selten, was auf ein Hereinspielen der Radiolarit-Fazies hindeutet. Diese kieseligen Lagen können manchmal m-lange Bänder bilden, meist handelt es sich jedoch nur um einzelne Flasern oder Knauer. Die ganze Folge wird ferner in reichlichem Maße von weißen Kalkspatschmitzen durchzogen.

Die Grundmasse der Aptychenkalke ist homogen und porzellanartig. In den hangenden Teilen der Serie sind - insbesondere am Hochberg - Fleckenkalke nicht selten, die manchmal stark an Fleckenmergelkalke erinnern.

Ähnlich wie der Radiolarit liegen auch die Aptychenkalke im Bereich der Rothorn-Mulde und des Hochbergs teilweise als Aptychenkalk-Brekzien vor. Ihre eindeutige stratigraphische Position zwischen Radiolarit-Serie und Kreide läßt es auch hier sicher erscheinen, daß es sich keinesfalls um Kreide-

Brekzien handelt, sondern um ein klastisches Äquivalent der Aptychenkalke. Im Gegensatz zu den groben, fast immer polymikten Kreide-Brekzien sind diese reinen Aptychenkalk-Brekzien ziemlich homogen ausgebildet und wirken äußerlich wie gewöhnliche Kalke. Nur das feine, teilweise sehr engmaschige Netzwerk, mit dem die Anschnitte der einzelnen Brekzienkomponenten die Gesteinsoberfläche bedecken, weist auf die klastische Natur dieser Gesteine hin.

Die Komponenten, bei denen es sich ausschließlich um Aptychenkalke handelt, legen sich in diesen Brekzien ganz dicht ("mosaikartig") aneinander. Dieser Befund erlaubt mit einiger Sicherheit den Schluß, daß die Klastifizierung und anschließende Verbackung der Aptychenkalke ± synsedimentär, wenigstens aber vor einer vollständigen diagenetischen Verfestigung des Gesteins erfolgten.

Inwieweit diese Klastifizierung der Aptychenkalk-Serie und auch der Radiolarite ein Abbild von Bodenbewegungen ist, die zeitlich mit den jungkimmerischen Bewegungen des extramediterranen Raums zusammenfallen würden, mag in diesem Zusammenhang offen bleiben.

3. Kreide

Auf die Aptychenkalke, die gewöhnlich noch Teile der Unterkreide vertreten (K. REISER, 1920), folgt dann die höhere oberostalpine Kreide, die im Bereich der westlichen Allgäuer Hauptmulde mit grobklastischen Transgressionsbildungen einsetzt. Neben diesen Brekzien und Konglomeraten treten die mergeligen Kreideschiefer auf, die in den südlichen Teilen der oberostalpinen Decke fast ausschließlich das Bild beherrschen. Diese "Lechtaler Kreideschiefer" konnte O. AMPFERER (1910) erstmalig von den Fleckenmergeln abtrennen, nachdem Orbitolinenfunde (Orbitolina concava LAM.) ein cenomanes Alter ergaben. Nach HUCKRIEDE (1958) soll jedoch der altersmäßige Bereich dieser Kreidebildungen wesentlich weiter gespannt sein und vom Apt bis in das Cenoman reichen. Die "Cenoman"-Transgres-

sion ist also auch an dieser Stelle zeitlich noch vor dem Cenoman (im wesentlichen wohl im Alb) anzusetzen.

In der westlichen Allgäuer Hauptmulde (Hochberg-Rothorn-Gebiet) beginnt die Kreide-Transgression mit einer Folge von groben Brekzien, die fast immer die Aptychenkalke überlagern. Am S-Flügel der Rothorn-Mulde gehen diese Kreide-Brekzien aus der klastischen Fazies der Aptychenkalke durch eine allmähliche Vergröberung hervor. Eine diskordante Auflagerung der Kreide auf ihre Unterlage, wie sie Th. BENZINGER (1929) in seinen Hochberg-Profilen darstellt, ist niemals deutlich zu beobachten, an vielen Stellen scheint sich dieser Übergang sogar völlig konkordant zu vollziehen. Es muß allerdings eingeräumt werden, daß das ursprüngliche Bild durch die nachträgliche Verfaltung der ganzen Schichtfolge teilweise bis zur Unkenntlichkeit überprägt worden ist.

Diese Brekzien (Abb. 2) sind im Bereich der Hochberg-Rothorn-Mulde in der Regel sehr grob, vielfach gänzlich ungeschichtet, manchmal aber auch deutlich gebankt. Die meist dm-mächtigen Bänke können dabei teilweise mit Lagen mürber grüngrauer Kreideschiefer von gleicher Stärke wechsellagern. Das ganze Gestein wirkt rötlich-grau und hat neben den Radiolariten dem Rothorn seinen Namen gegeben.

Bei den Komponenten handelt es sich meist um Trümmer von grauen und roten Aptychenkalken; Radiolarite sind etwas seltener. Diese Komponenten sind in der Regel nuß- bis faustgroß. Daneben sind aber alle Größenklassen vorhanden, wobei cbm-große Radiolaritblöcke den absoluten Größenrekord zu halten scheinen.

Das Bindemittel wird durch das Zerreibsel der Ausgangsgesteine gebildet, es ist also kalkig-mergelig. In einigen Fällen sind die einzelnen Bestandteile so eng verbacken, daß dieses Bindemittel kaum in Erscheinung tritt.

Diese maximal 30 - 40 m mächtige klastische Serie ist typisch für die Kreidefazies der westlichen Allgäuer Hauptmulde. Au-

Abb. 2. Kreide-Brekzie der Hochberg-Mulde südlich des "Roten Steins"

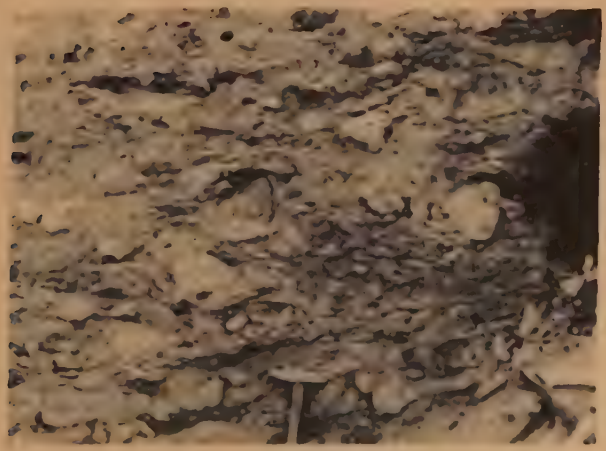


Abb. 3. Brekziös-pelitische Kreidefazies ("Trümmerpelit"). Lokalität wie Abb. 2

Berhalb der Mulde treten die Brekzien und Konglomerate stark zurück, wobei sie gleichzeitig etwas feiner ausgebildet sind (Fürggele, Hochgletscher-Gebiet).

Besonders erwähnt werden muß in diesem Zusammenhang eine äußerst eigenartige Ausbildung der Kreide im Kern der Hochberg-Mulde oberhalb des "Roten Steins". An dieser Stelle liegen gelbbraune schieferige Mergel vor, die scheinbar regellos von Brekzienkomponenten durchsetzt werden (Abb. 3). Diese z. T. recht groben Trümmer stecken isoliert in den Mergeln und werden allseitig von ihnen umschlossen. Es handelt sich dabei meist um gewöhnliche, manchmal aber auch um gefleckte Aptychenkalke; Radiolarite treten sehr selten auf. Die Größe der einzelnen Komponenten ist recht verschieden und schwankt zwischen einigen mm und Kopfgröße; in einigen Fällen erscheinen sie sogar noch größer. Ihre Gestalt ist eckig-brekziös, Abrollungserscheinungen sind so gut wie gar nicht zu beobachten.

Alle diese grobklastischen Bestandteile sind fast immer unregelmäßig innerhalb der Mergelserie verteilt, nur an einigen Stellen scheinen sie sich der Schichtung etwas anzupassen. Innerhalb der Gesamtserie treten auch dm-mächtige Mergelbänder auf, die annähernd frei von groben Bestandteilen sind.

Gesteine des vorliegenden Typs werden allgemein als "Rosinenmergel" oder auch als Geröllpelite (W. ZEIL, 1955) bezeichnet. Da es sich hier aber nicht um Gerölle handelt, soll an dieser Stelle der Begriff "Trümmerpelit" benutzt werden, da eine solche Bezeichnung in der Lage ist, diese Fazies unabhängig von der Form der grobklastischen Bestandteile zu charakterisieren.

Wie diese Bildungen zu deuten sind, in denen praktisch jede Korrelation der Fazies aufgehoben scheint, ist im einzelnen schwer zu beurteilen. Auf jeden Fall muß es sich um exzeptionelle Bildungsbedingungen handeln, etwa vom Typ der Suspensions- oder Turbulenzströme im Sinne von Ph. H. KUENEN & C. J. MIGLIORINI (1950).

Auf diese Trümmerpelite folgt neben einigen geringmächtigen Brekzienlagen ein mehrere m mächtiger Zug dm-bankiger, hellgelb anwitternder Kalke, die lagenweise stark vermergelt sind und auch zu einem großen Teil in dünnschichtige graue Mergel übergehen.

Neben den grobklastischen Bildungen sind die sogenannten "Kreideschiefer" das Typusgestein der Kreide im Bereich der oberostalpinen Decke. Es sind dies mürbe, feinschichtig-blättrige Mergelschiefer, die grüngrau, dunkel oder gelblich, nicht selten auch rot gefärbt sind. Außerhalb der Allgäuer Hauptmulde repräsentieren sie den Prototyp des Kreidegesteins. Häufig führen sie Lagen von teilweise m-bankigen Kalksandsteinen und Konglomeraten, die durch Übergänge miteinander verbunden sein können und deshalb als fein- bzw. grobklastische Modifikation der gleichen Fazies aufzufassen sind. Daneben lassen sich auch Einschaltungen geflaserter Kalke vom Typ der unterkretazischen Aptychenschichten beobachten (Schafjöchl, Schafalp), deren völlig konkordante Einlagerung mehr für ein lokales Wiederaufleben der Aptychenkalk-Fazies in der höheren Kreide als für eine tektonische Verschuppung spricht.

Als äußerst aufschlußreich erwiesen sich die Ergebnisse mikropaläontologischer Untersuchungen, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführt wurden. Während sich Kreide-Proben aus dem Liegenden der Braunarlspitz-Schuppe nördlich des Butzen als steril erwiesen, lieferte die mergelige Grundmasse der schon vorher erwähnten und auf Abb. 3 dargestellten Trümmerpelite eine - teilweise tektonisch stark verdrückte - Mikrofauna, die nach freundlicher Mitteilung von F. BETTENSTAEDT hauptsächlich Exemplare der Gruppe der Globotruncana aff. lapparenti BROTZEN führt, desgleichen eine andere Artengruppe mit ebenfalls zwei (wenn auch sehr engstehenden) Kielen, die teilweise in einen einzigen Kiel übergehen. Als grobe, aber recht zuverlässige Altersbestimmung würde sich somit Turon (bis Coniac) ergeben. Cenoman dürfte nach BETTENSTAEDT nicht mehr in Frage kommen. Das Vorkommen von Ammodiscus sp. sowie einer fraglichen Hormosina sp. in einer weiteren Probe würde ebenfalls auf höhere Oberkreide hinweisen.

IV. Quartär

1. Glazigene Oberflächenbildungen

Moränen sind im Bereich des hinteren Bregenzer Waldes und seiner Randgebiete weit verbreitet. Sie bestehen aus teilweise recht groben Blockschüttungen meist oberostalpiner Gesteine und zeigen an vielen Stellen deutliche Wall- und Girlandenformen, so am Bärgunt-Älpele und an der Fellalpe südlich von Schröcken. Bei der Talmoräne von Schröcken handelt es sich im wesentlichen um die Grundmoräne des Bregenzer-Ach-Gletschers (G. WAGNER, 1950).

Diese Moränen sind auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen als Bildungen der Schlußvereisung ausgeschieden. Es muß jedoch betont werden, daß viele dieser glazigenen Blockschüttungen mit Sicherheit als postglazial bzw. subrezent nachzuweisen sind, wie etwa die Moräne des Braunarlspitz-Gletschers an der Hochgletscher-Alp.

2. Holozäne Schuttbildungen

Die relativ junge morphologische Heraushebung des Alpenkörpers führte zu einer besonders kräftigen Belebung der Reliefenergie, so daß das heutige Gebirge in ziemlich starkem Maße abtragenden Kräften ausgesetzt ist. Aus diesem Grunde werden zusammenhängende Felsmassive fast immer von Schuttfächern und Geröllhalden umsäumt, die teilweise beträchtliche Ausmaße erreichen können und deshalb auch auf der Karte besonders ausgeschieden sind. Durch Kalksinterbildungen verkittete Gehängebrekzien sind dabei relativ selten zu beobachten.

Gegenüber diesen groben Schuttströmen treten andere holozäne Bildungen wie Bachaufschüttungen, anmoorige Böden u. ä. weitgehend zurück.

D. TEKTONIK

I. Die südliche Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke)

Gesteine der südlichen Flyschzone sind dem Ostalpin nördlich vorgelagert und werden von den ostalpinen Einheiten überfahren. Sie bilden im Aufnahmegebiet das Liegende der unterostalpinen Randzone und werden von ihr durch eine Störung getrennt.

II. Das Unterostalpin

Unterostalpine Gesteine treten im Aufnahmegebiet nur in einem schmalen Streifen am Rande der oberostalpinen Decke auf, der sich vom Üntschen-Joch bis an das Bärgunttal erstreckt und eine vermittelnde Stellung zwischen dem Oberostalpin und der südlichen Vorarlberger Flyschzone (Üntschendecke) einnimmt. Ein weiteres Vorkommen befindet sich am Klesenza-Fenster, das jedoch ein Bauelement der Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe ist und deshalb in einem anderen Zusammenhang besprochen werden soll. In beiden Fällen handelt es sich ausschließlich um Gesteine der Aroser Zone, die Teile jenes großen Zuges sind, der sich von Mittelbünden bis in das Allgäu verfolgen läßt und die tektonische Basis der oberostalpinen Decke bildet. Tiefere unterostalpine Einheiten vom Typ der Falknis-Sulzfluh-Decke lassen sich in diesem Gebiet nicht mehr nachweisen.

Die Mergel, Sandsteine und Konglomerate der Aroser Zone legen sich deutlich auf den Flysch der Üntschendecke, und zwar an dieser Stelle auf sein jüngstes Schichtglied, die obere Fanóla-Serie (oberes Maastricht). Die Üntschendecke liegt hier also unter der Überschiebungsfläche der Aroser Zone mit ihrer vollständigen Schichtfolge vor, was nach D. RICHTER (1957) ein Grund für die relativ geringe Mächtigkeit des aufgeschobenen Unterostalpins ist, da dieses nur dort größere Ausstriche zeigt, wo die höheren Teile der Flyschserie vor dem Dekkenschub erosiv entfernt worden sind - ein Umstand, wie er

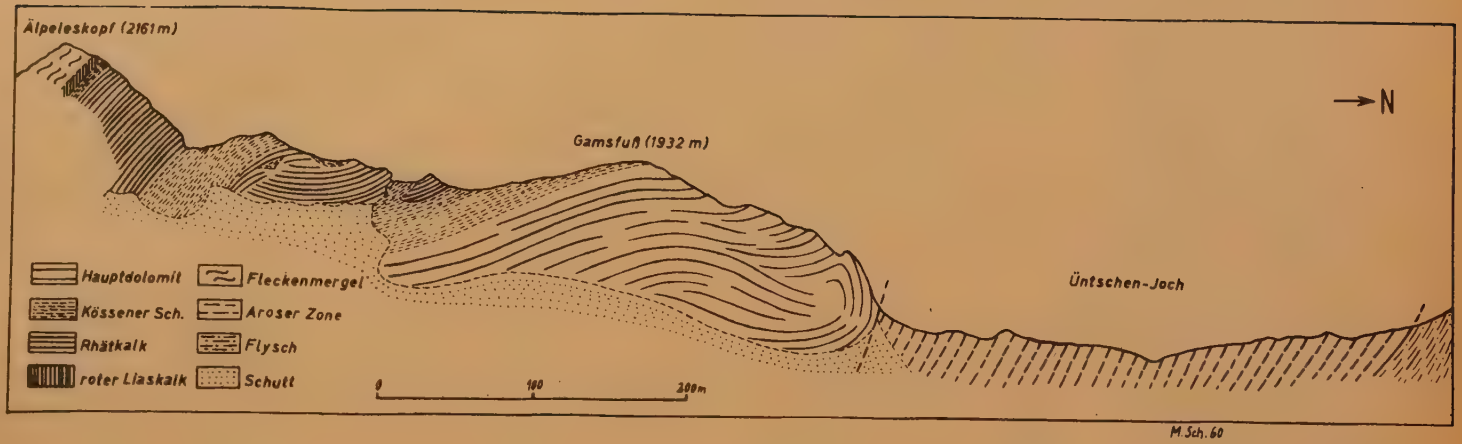


Abb. 4. Profil durch den Rand der oberostalpinen Decke zwischen Älpeleskopf und Üntschen-Joch

sich zwanglos aus der Natur einer Reliefüberschiebung ergibt.

Die südliche Überlagerung durch den Hauptdolomit der oberostalpinen Decke tritt nicht ganz so deutlich in Erscheinung. Eine - wenn auch geringe - Aufschiebungsfläche existiert nur am Üntschen-Joch (Abb. 4). Nach E zu geht diese Aufschiebungsfläche mit zunehmender Versteilung der Schuppe des Kleinen Widdersteins in eine Anpressungsfläche über, worauf schon M. RICHTER (1948) hingewiesen hat. Dementsprechend stellen sich auch die Schichten innerhalb der Aroser Zone rasch steil; zwischen Köpfle und Stierfalken zeigen sie sogar ein widersinniges Einfallen nach N. Der Bau der oberostalpinen Randschuppe paust sich also vollständig auf ihre unterostalpine Basis durch.

Die Aroser Zone zeigt also eine absolute tektonische Unselbständigkeit, da ihre Strukturen ausschließlich durch ihre Umgebung geprägt werden. Infolge ihrer geringen Mächtigkeit und des Fehlens starrer Elemente analog den Kristallinkomplexen Mittelbündens konnte sie keinen unabhängigen, spezifisch unterostalpinen Baustil entwickeln, sondern ist im Sinne von D. RICHTER (1957) als "passive" Decke an der Basis des Oberostalpins aufzufassen.

III. Das Oberostalpin

Auf die "passive" Decke der unterostalpinen Aroser Zone schieben sich in breiter Front die Hauptdolomitklötze des Oberostalpins, das im Bereich des ganzen Aufnahmegebiets als einheitliche oberostalpine Decke mit Schuppenstruktur auftritt und keine Untergliederung in Teildecken erlaubt. Es erscheint deshalb zweckmäßig, im Anschluß an M. RICHTER (1956) eine Einteilung in eine nördliche, mittlere und südliche Schuppenzone durchzuführen.

1. Die nördliche Schuppenzone

Die nördliche Schuppenzone wird im Aufnahmegebiet durch die Schuppen des Kleinen und Großen Widdersteins vertreten, die

sich mit allen Randelementen von E kommend über das Bärgunttal nach W verfolgen lassen.

a) Die Schuppe des Kleinen Widdersteins

Die Schuppe des Kleinen Widdersteins nimmt nach dem Verschwinden der Elferkopf-Bärenkopf-Schuppe des Kleinen Walsertals mit dem Hauptdolomitzug Kälberfalken-Gamsfuß (zwischen Bärgunttal und Üntschen-Joch) den Rand der oberostalpinen Decke ein, wobei sie auf große Erstreckung in direktem Kontakt mit den Gesteinen der Aroser Zone steht. Die Störungslinie zwischen Hauptdolomit und Aroser Zone, eine der wichtigsten tektonischen Linien des ganzen Aufnahmegebiets, streicht im kartierten Streifen fast genau E-W und ist nur an einer Stelle durch eine diagonale Seitenverschiebung von ganz geringem Versetzungsbetrag gestört. Nördlich des Kälberfalken ist sie durch den Falkentobel morphologisch herauspräpariert worden und zeigt an dieser Stelle äußerst scharfe Kontakte zwischen Hauptdolomit und Kreidemergeln.

Die Störung selbst ist am Üntschenjoch als steile, etwa 80° S fallende Aufschiebung ausgebildet. Der Hauptdolomit, der an dieser Stelle eine große liegende Falte bildet, taucht mit der Faltenstirn in die Gesteine der Aroser Zone ein und staucht sich hier an den bunten Mergelserien der Kreide (Abb. 4). Augenscheinlich ist das Unterostalpin durch den flachen Faltenwurf (die "Faltenschuppe") des Hauptdolomits tektonisch überfahren worden und setzt sich unter ihm fort.

Nach E zu ändert sich der tektonische Charakter der Schuppe und damit auch die Natur der Randstörung. Der flache "Stirnsattel" des Gamsfuß versteilt sich zunehmend und wird im Bereich des Kälberfalken zu einer annähernd normalen Antiklinale, deren Schenkel ± gleichmäßig nach N und S einfallen. Aus diesem Grunde taucht der Hauptdolomit des N-Flügels im Bett des Falkentobels mit ca. 70° unter die Mergel der Aroser Zone ab, so daß also an dieser Stelle nicht mehr eine Überschiebungs-, sondern nur noch eine Anpressungsfläche

aufgeschlossen ist. Das offensichtliche Fehlen der Überschiebung scheint dabei allerdings eine Folge des Schuppenanschnitts in einem relativ hohen Niveau zu sein, wobei die liegenden Teile nicht aufgeschlossen sind.

> Inwieweit die Versteilung der Schuppe im Bereich des Kälberfalken auf den Rückstau des im S auftauchenden Massivs des Großen Widdersteins zurückgeht, ist schwer zu beurteilen. Gerade umgekehrt erschiene es sehr einleuchtend, wenn ein solcher Rückstau zu einer besonders kräftigen N-Vergenz der vorgelagerten Scholle führen würde, um so mehr, als die inkompetenten Serien des Flyschs und der Aroser Zone dieser Bewegung keinen nennenswerten Widerstand entgegensetzen könnten. Da die beobachteten Verhältnisse jedoch das Gegenteil zeigen, ist eine Deutung des Befundes sehr schwierig.

Aus dem Umstand, daß der Hauptdolomit der oberostalpinen Randschuppe am Üntschenjoch eine große liegende Falte bildet, deren Umbiegung noch deutlich zu erkennen ist, glaubte Th. BENZINGER (1929) schließen zu müssen, daß die oberostalpine Decke primär nicht weiter nach N vorgestoßen sei und daß es sich hier deshalb um die ± ursprüngliche Deckenstirn handele. Augenscheinlich beruht dieser Fehlschluß auf einer tektonisch nicht vertretbaren Identifizierung der heutigen Randschuppe - also letzten Endes eines Einzelelements der Decke - mit dem Gesamtkomplex der oberostalpinen Decke überhaupt. Aus der primären Begrenzung einer Einzelschuppe darf jedoch nicht auf die primäre Begrenzung der ganzen Decke geschlossen werden, auch dann nicht, wenn diese Schuppe den heutigen Deckenrand markiert. Gerade die Verhältnisse im S des Kleinen Walsertals zeigen deutlich, daß noch eine nördlich vorgelagerte Schuppenregion (Elferkopf-Bärenkopf-Schuppe) existiert, die infolge Achsensteigens gegen W über dem Flysch in die Luft ausstreicht, wobei wegen der Höhenlage der oberostalpinen Deckenbasis die unterostalpinen Gesteine des Untergrundes aktiv in die Schuppung einbezogen werden. Dadurch erscheint die Aroser Zone heute zwischen den Schuppen des Bärenkopfs und des Kleinen Widdersteins (B. SCHÜLER, 1958). Ebensowenig, wie der Kontakt des Kleinen Widdersteins mit der Aroser Zone wegen der vorgelagerten Bärenkopf-Scholle die ursprüngliche Begrenzung des Oberostalpins darstellt, genausowenig ist diese Begrenzung

3 km weiter westlich am Üntschenjoch zu suchen, wo ja der gleiche Kontakt vorliegt. Der Rand der oberostalpinen Decke ist also auch an dieser Stelle ein reiner Erosionsrand.

Im S folgt im Bereich des Aufnahmegebiets auf die Hauptdolomitschuppe des Kleinen Widdersteins eine Muldenzone, die am Ölberg und Älpeleskopf ihre typische Ausbildung erlangt und die direkte Fortsetzung der Mulde zwischen Kleinem und Großem Widderstein darstellt. Der N-Flügel dieser Ölberg-Mulde legt sich am Gamsfuß mit Kössener Schichten flach auf den Hauptdolomit, wobei die Form der Überlagerung an dieser Stelle für einen Normalkontakt spricht. Es folgt darauf eine gewöhnliche Rhätserie mit einem Wechsel von Mergeln und Kalken, die sich nach S zunehmend aufrichtet und unterhalb des Älpeleskopfs mit etwa 55^{0} nach S fällt (Abb. 4). Auf dieses Rhät legen sich dicht unter dem Gipfel ein Band von rotem Lias und die Fleckenmergel des Muldenkerns. Der rote Lias liegt an dieser Stelle überwiegend in mergeliger Fazies vor und führt eine reiche Belemnitenfauna. In den Basisschichten der Fleckenmergel konnte ein Exemplar von Gagaticeras sp. nachgewiesen werden. Radiolarite und Aptychenkalke, wie sie an der "Roten Wand" zwischen Kleinem und Großen Widderstein auftreten, sind hier nicht mehr nachzuweisen.

Th. BENZINGER (1929) beschreibt innerhalb der Rhätserie dieses nördlichen Muldenflügels eine Störung, die jedoch auf seiner Karte nicht verzeichnet ist. Tatsächlich lassen sich für das Auftreten einer solchen Störung auch keine sicheren Anhaltspunkte erbringen. Vereinzelte Anzeichen gestörter Lagerungsverhältnisse ergeben sich aus dem Umstand, daß sich Kössener Schichten und Rhätkalke innerhalb kürzester Entfernung aus einer fast flachen Lagerung bis zu 60^{0} aufrichten, was innerhalb der spröden Kalke nicht immer bruchlos abgeht. Hierbei werden die Grenzflächen zwischen kompetenten und inkompetenten Schichten besonders stark beansprucht. So kommt es vor, daß in der Zone der stärksten Aufblätterung die "abgeknickten" Schichtköpfe der Kalke diskordant gegen die hangenden Kössener Schichten stoßen. Einige m weiter liegt dann

der gleiche Kontakt auf weite Erstreckung völlig ungestört vor. Das Wesen dieser "Störung" besteht also lediglich in einer disharmonischen Reaktion verschiedener Gesteine auf die gleiche Beanspruchung und modifiziert als solche nur die Schichtgrenzen, ohne sie zu versetzen. Sie führt insbesondere nicht zu einer Verdoppelung der Rhätfolge, wie es BENZINGER angenommen hat. Einige grundsätzliche Bemerkungen zum Rhätprofil, wie sie sich in diesem Zusammenhang ergeben, sind bereits an anderer Stelle (S. 11) zur Darstellung gekommen.

Der S-Flügel der Mulde besteht im Bereich des östlichen Ölbergs nur aus einem kleinen, stark reduzierten Zug von Rhätkalken, die eng gegen die gleichen Gesteine des N-Flügels gepreßt sind. Nach W zu öffnet sich die Mulde. Über einem schmalen Streifen von Kössener Schichten erscheinen Fleckenmergel, die zwischen die beiden Rhätkalkflügel der Mulde eingespitzt sind. Kurz darauf gehen die Kalke des S-Flügels unter dem Schutt verloren. Nur in zwei isolierten Klippen umspannen sie noch das weite Halbrund des Älpele-Kessels und legen sich hier kuppelförmig um den abtauchenden Hauptdolomit des Großen Widdersteins, wobei sich der Jura des Muldenkerns immer mehr verbreitert und schließlich in das große Fleckenmergelgebiet des Heiterbergs übergeht (Abb. 5).

Die E-Fortsetzung der Ölberg-Mulde wird durch Schutt und Moränen verdeckt. Lediglich südlich des Kälberfalken erscheint in einem Tobelanschnitt ein schmaler Streifen von Kössener Mergeln, die den mit 60° S abtauchenden Hauptdolomit völlig normal überlagern.

b) Die Schuppe des Großen Widdersteins

Im Gegensatz zur Schuppe des Kleinen Widdersteins, die sich als durchgehendes Bauelement der oberostalpinen Decke vom Allgäu bis in das Große Walsertal verfolgen läßt, taucht die sich südlich anschließende Schuppe des Großen Widdersteins nach W auf die verhältnismäßig kurze Entfernung von 1800 m vollständig unter jüngere Schichten ab, wobei sie von

einer Höhenlage von 2536 m bis auf etwa 1900 m abfällt. Bei der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Neukartierung des Gebietes konnte das W-Ende des Widderstein-Hauptdolomits erstmalig gefaßt werden. Desgleichen ergaben sich wesentliche Gesichtspunkte für die Deutung der Tektonik im Bereich des östlichen Heiterbergs, die nur unter dem Aspekt des Abtauchens des Widdersteinsattels verstanden werden kann. Die Darstellung, die Th. BENZINGER auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen gibt, ist in vieler Hinsicht revisionsbedürftig und läßt den an sich ziemlich klaren Bauplan dieses Gebiets nur andeutungsweise hervortreten.

Der Hauptdolomitzug des Großen Widdersteins betritt das Aufnahmegebiet im Bereich der Bärgunt-Mittelalpe, wird aber hier sofort von der Moränenschüttung des Stiegs verdeckt. Erst 700 m weiter westlich taucht er - eng angeschmiegt an die Moränenzüge des hinteren Älpele - als schmale Linse von etwa 50 m Länge erneut auf, um hier unter Abhangschutt und Moränen endgültig zu verschwinden (Abb. 5). Die Schichten fallen wie an der Mittelalp mit etwa 50 - 60° nach S, daneben lassen sich aber am E-Ende auch Anzeichen eines Einkippens nach N beobachten, so daß also auch dieses kleine Vorkommen Anklänge an eine verzerrte Sattelstruktur zeigt. Diese Hauptdolomitlinse bildet das einzige direkte Vorkommen des Widdersteinzuges im Aufnahmegebiet. Sie ist auf der Karte von BENZINGER nicht verzeichnet.

Der mittelbare Einfluß der Schuppe des Großen Widdersteins geht jedoch weit über die unmittelbare Anwesenheit des Hauptdolomits im geologischen Kartenbild hinaus, das ja an dieser Stelle fast ausschließlich durch die oberflächlichen Bildungen der Moränen- und Schuttströme beherrscht wird. Die gesamte Tektonik im Bereich von Ölberg-Älpeleskopf und Weißem Schrofen mit dem deutlich umlaufenden Streichen der Rhätkalke wird ausschließlich durch das Abtauchen des Hauptdolomits bedingt. Der ursprünglich wohl durchgehende Zug der Rhätkalke, der sich kuppelförmig um den abtauchenden Dolomit legt, ist SE des Älpeleskopfes nur noch in zwei Einzelschollen erhal-

ten, die sich aber in Streichen und Fallen gut in das allgemeine Bild einordnen und den S-Flügel der Ölberg-Mulde mit dem N-Flügel einer weiter südlich gelegenen Muldenzone verbinden, die die direkte Fortsetzung der Mulde des Hochalpsees ist und weiter unten ausführlich besprochen werden soll.

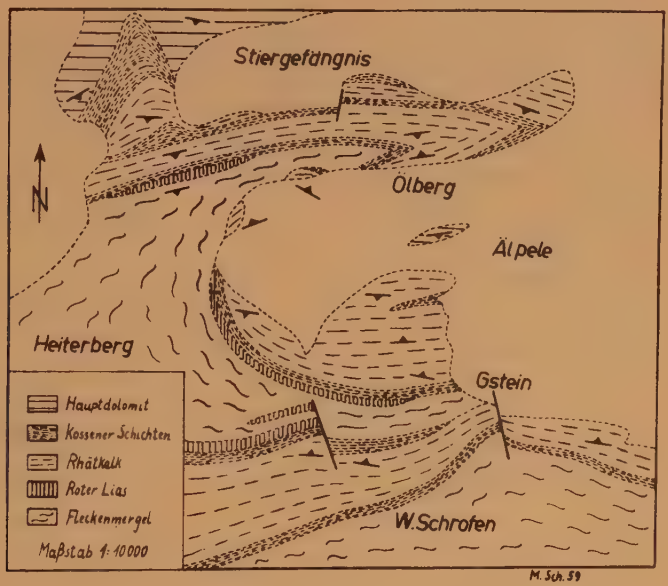


Abb. 5. Geologische Kartenskizze der Heiterberg-Region mit dem abtauchenden Hauptdolomit der Schuppe des Großen Widdersteins

Zwischen Rhätkalk und den auflagernden Fleckenmergeln des Heiterbergs vermitteln schmale Streifen von Kössener Schichten, zu denen sich im S auch noch roter Liaskalk gesellt. Das zeigt deutlich, daß die Hülle des abtauchenden Widderstein-Massivs wenigstens in ihrem südlichen Teil als ungestörtes Gewölbe vorliegt, während das Vorkommen von isolierten Rhätkalkschollen weiter nördlich durchaus die Frage nach einer tektonischen Präformierung dieser Erscheinung offen läßt. Bei der starken Schuttverhüllung muß diese Frage auch weitgehend offen bleiben. Die hangenden Fleckenmergel selbst lassen sich für die

Lösung des Problems nicht heranziehen, da sie auf Grund ihrer leichten Verformbarkeit jede Störung "abgepuffert" haben. Sichere Anhaltspunkte für Gewölbeaufbrüche sind deshalb nicht zu erbringen. So kann es durchaus möglich sein, daß es sich bei diesen isolierten Kalkschollen ausschließlich um Erosionsrelikte handelt.

Im S schließt sich an dieses Gebiet eine Mulde an, die aus dem Bereich des Hochalpsees über das Bärgunttal hinweg verfolgt werden kann, worauf schon Th. BENZINGER (1929) hingewiesen hat. Die Rhätkalke des S-Flügels dieser Hochalpsee-Mulde (Abb. 6) durchspießen die Fleckenmergel in einem Spezialsattel, der auch am Weißen Schrofen noch angedeutet ist und bilden dabei die Steilstufe zwischen mittlerer und oberer Bärguntalp. Von hier aus ziehen sie - meist begleitet von Kössener Schichten - in einem geschlossenen Zug nach W, wobei sie nur am Weißen Schrofen durch zwei diagonale Seitenverschiebungen geringfügig versetzt werden. Südlich des Heiterbergs verschwindet der Zug unter Kössener Schichten und Flekkenmergeln. Der mächtige Ausstrich der Kalke im Kartenbild kommt an dieser Stelle dadurch zustande, daß sie mit dem Hang einfallen.

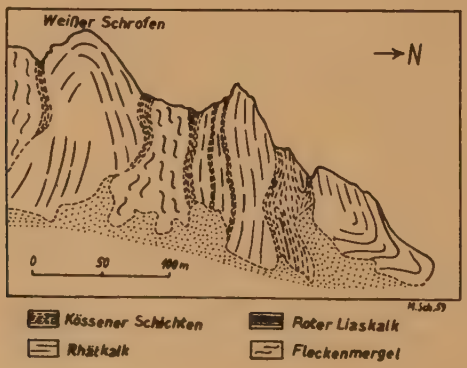


Abb. 6. Die Mulde des Weißen Schrofen (= Hochalpsee-Mulde)

Roter Liaskalk und Fleckenmergel bilden den Kern dieser Mulde,

der sich im Gegensatz zur Darstellung von BENZINGER bis an die Schuttfächer des "Gstein" verfolgen läßt und nicht vorher zwischen den Rhätschenkeln abgedrückt wird. Roter Liaskalk tritt nördlich des Weißen Schrofen auch in einigen isolierten Schubfetzen innerhalb der Fleckenmergel auf.

Der nördliche Muldenflügel besteht wieder aus Rhätkalken mit einzelnen Einschaltungen von Kössener Fazies. Diese Kalke legen sich mit umlaufendem Streichen um den abtauchenden Hauptdolomit des Großen Widdersteins und gehen schließlich in den S-Flügel der Ölberg-Mulde über. Besondere Erwähnung verdient in diesem Zusammenhang ein eigenartiges Abknicken der Schichten innerhalb der Rhätserie am hinteren Älpele (Abb. 6), und zwar gerade gegenüber jener kleinen Hauptdolomitlinse, die im Aufnahmegebiet die Schuppe des Großen Widdersteins vertritt. Augenscheinlich ist in der nahen räumlichen Gegenüberstellung dieser beiden Erscheinungen bereits der Ansatz für die Lösung des Problems gegeben. Tatsächlich lassen sich diese absonderlichen Verhältnisse nur dadurch erklären, daß man für die Schuppe des Großen Widdersteins auch an dieser Stelle noch eine ursprüngliche Pilzgestalt annimmt, wobei der überschwellende "Hut" dieses Pilzes sich auf seine Hülle legt und von dieser unterfahren wird. Unter dem Druck dieses Hauptdolomitüberhangs ist dann das Abknicken der Schichten erfolgt. Diese Auffassung wird noch dadurch unterstrichen, daß die gesamte Mulde an dieser Stelle eine deutliche S-Vergenz zeigt. Es erscheint hier also der eigenartige Fall, daß eine Form, die inzwischen längst abgetragen ist, sich auf ihre Hülle durchgepaust hat und von dieser konserviert worden ist.

c) Der Komplex des südlichen Heiterbergs

Unter diesem Begriff soll ein Gebiet zusammengefaßt werden, das zwar eindeutig der nördlichen Schuppenzone angehört, dessen Gesteine aber nicht mit Sicherheit einer bestimmten Schuppeneinheit zugeordnet werden können. Es handelt sich hierbei vor allem um Züge von Kössener Schichten und Rhätkalken, z. T. auch um roten Liaskalk und Fleckenmergel, die nach dem Verschwinden der Hauptdolomitschuppe des Großen Widdersteins das

geologische Bild beherrschen. Sinngemäß gehören hierzu auch die Rhätkalke der Treu-Alpe südlich der Bregenzer Ach, die ebenfalls in diesem Zusammenhang besprochen werden sollen.

Ein durchgehendes Leitelement innerhalb dieser teilweise recht kompliziert gebauten Zone bilden lediglich die Rhätkalke des Ölbergs, die sich vom Üntschen-Joch bis an den westlichen Ortsausgang von Schröcken verfolgen lassen. Hier überqueren sie das Tal der Bregenzer Ach und ziehen sich über die Treu-Alpe den N-Hang des Schadonatobels hinauf. Mit einiger Wahrscheinlichkeit kann man diesem Rhätzug wohl auch das isolierte Rhätkalkvorkommen des "Kessels" zwischen Unterboden und Oberboden zuordnen.

Der ganze Zug, der nur an wenigen Stellen durch die Erosion unterbrochen worden ist, zeigt deutlich ein sigmoidales Abbiegen von der E-W- in die NE-SW-Richtung, die dann jenseits des Achtals wieder in ein E-W-Streichen übergeht. Dieses Abbiegen erfolgt fast ganz bruchlos, nur an einer einzigen Stelle konnte mit einer gewissen Sicherheit eine diagonale Seitenverschiebung von geringem Versetzungsbetrag nachgewiesen werden. Dabei fallen die Rhätkalke von einer durchschnittlichen Höhenlage von 2100 m (unterhalb des Älpeleskopfs) bis auf fast 1100 m im Tal der Bregenzer Ach ab, um von dort nach W wieder aufzusteigen. Daraus ergibt sich für das Achtal das Bild einer allgemeinen Achsendepression, wie sie schon Th. BENZINGER (1929) postuliert hat.

Die Darstellung der Verhältnisse am SW-Hang des Heiterbergs (Schränne1e, Gaißbergwald), wie sie BENZINGER auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen gibt, ist jedoch falsch. Das Rhät bildet auch hier zwischen Tischle und Gaißbergwald einen geschlossenen, äußerst mächtigen Zug, der an keiner Stelle von Schutt oder einem scheinbar nach E zurückspringenden Hauptdolomit unterbrochen wird - ein Umstand, der schon bei einer einfachen Übersichtsbegehung nicht zu übersehen ist. Die "Quetschzone" von Kössener Schichten, die BENZINGER im Hauptdolomit der Schuppe des Kleinen Widdersteins südwestlich des "Tischle" zu erkennen glaubte und die er mit der Mul-

denzone zwischen Hoher und Niederer Künzelspitze sowie mit der fiktiven Älpeleskopf-Störung (vgl. S. 34) verbindet, existiert ebenfalls nicht in der Form, wie sie auf der Karte verzeichnet ist. Diese Kössener Schichten vermitteln ganz normal zwischen dem Hauptdolomit der Schuppe und seiner hangenden Hülle von Rhätkalken. Die falsche Darstellung, die BENZINGER an dieser Stelle gibt, beruht augenscheinlich auf einer Verwechselung von Hauptdolomit und Rhätkalk.

Nach SE folgt auf diesen Rhätzug, der im wesentlichen als Hülle der Schuppe des Kleinen Widdersteins bzw. der Hochkünzelspitze aufzufassen ist, eine Zone von Jura, die aus der Vereinigung der Mulden des Ölbergs und des Hochalpsees über dem abtauchenden Hauptdolomit des Großen Widdersteins hervorgeht. Die Jurafüllung beider Mulden vereinigt sich am Gipfel des Heiterbergs zu einem breiten Fleckenmergelgebiet, das sich jedoch nach SW bald verschmälert und schließlich zwischen Tischle und Geierschrofen in einem nur wenige m breiten Streifen von Fleckenmergeln und rotem Liaskalk endet.

Nach dem Ausspitzen dieser Mulde kommt es zur direkten Berührung des Rhätzuges vom Ölberg mit den Rhätkalken des Geierschrofen und der "Platte", die als Fortsetzung der Rhätkalkmauer des Weißen Schrofen anzusehen sind. Die Verbindung zwischen diesen beiden letztgenannten Rhätvorkommen ist jedoch nicht durchgehend, da sich der Rhätkalkzug des Weißen Schrofen westlich der Riesegrind-Alpe in einzelne Kalklinsen auflöst, die nur durch Kössener Schichten zusammengehalten werden. In diese Folge sind Streifen von Fleckenmergel und rotem Liaskalk eingeschaltet, so daß sich als Gesamtbild ein kombinierter Falten- und Schuppenbau in kleinem Maßstab ergibt. Erst südlich der "Wanne" setzen die Rhätkalke wieder in einem geschlossenen Zug ein, der nach N aufgegabelt und mit den Fleckenmergeln der Allgäuer Hauptmulde verfaltet ist. Nach S zu bleibt er durch ein breites Schuttband von den Rhätkalken des Gaißbergwaldes getrennt. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß er sich unter dem Schutt mit dem Rhätzug des Ölbergs vereinigt, so daß in der Rhätserie des Gaißbergs

praktisch die verdoppelte Schichtfolge vorliegt, wofür auch die sprunghaft zunehmende Mächtigkeit der Gesamtserie spricht.

Die Profile der Abb. 7 sollen einen Überblick über den Bau des südlichen Heiterbergs geben.

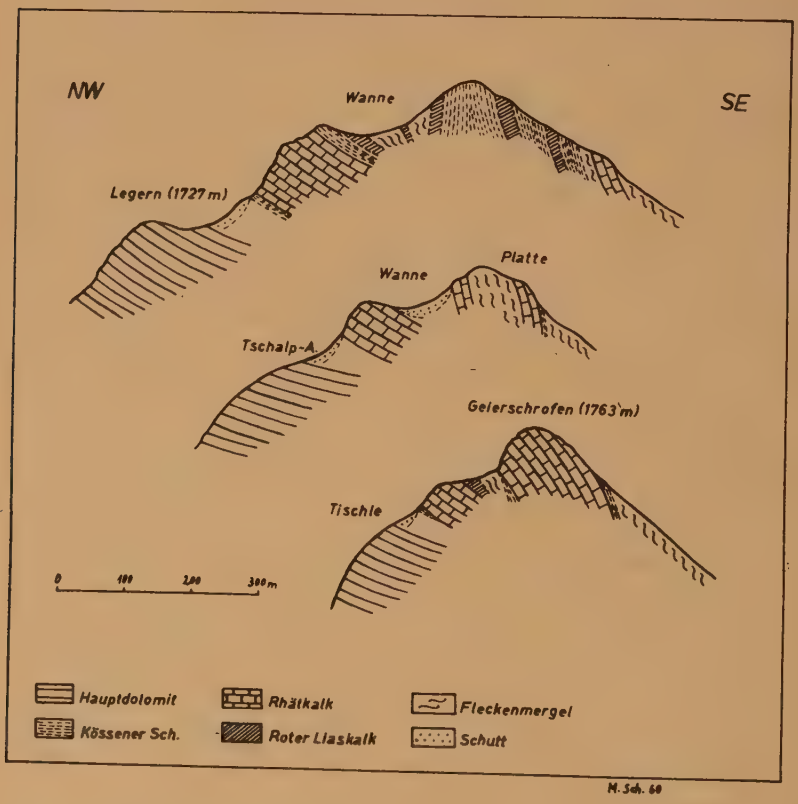


Abb. 7. Kulissenprofil durch den südlichen Heiterberg

2. Die Allgäuer Hauptmulde

Unter dem Begriff der Allgäuer Hauptmulde wird allgemein jene Zone jüngerer, überwiegend jurassischer Gesteine verstanden, die sich als zusammenhängender Zug aus dem südlichen Allgäu

(Höfats, Schneck) bis in den Hinteren Bregenzer Wald erstreckt, wo sie am Ausgang des Großen Walsertals zwischen den Hauptdolomit-Schuppen der Hohen Künzelspitze und der Wandfluh "abgedrückt" wird und praktisch ihr Ende findet. Ihre südliche Begrenzung ist im E durch die Überschiebung des Allgäuer Hauptkamms gegeben, nach W zu sieht M. RICHTER (1956) in der Karhorn-Schuppe die Grenze. Das Tannberg-Rauhgern-Gewölbe ist nach dieser Auffassung also bereits ein internes Bauelement dieser Zone.

Im Rahmen der folgenden Darstellung soll unter "Allgäuer Hauptmulde" jener Zug von Jura- und Kreidegesteinen verstanden werden, der im Hinteren Bregenzer Wald zwischen nördlicher und südlicher Schuppenzone im Sinne von M. RICHTER (1956) vermittelt.

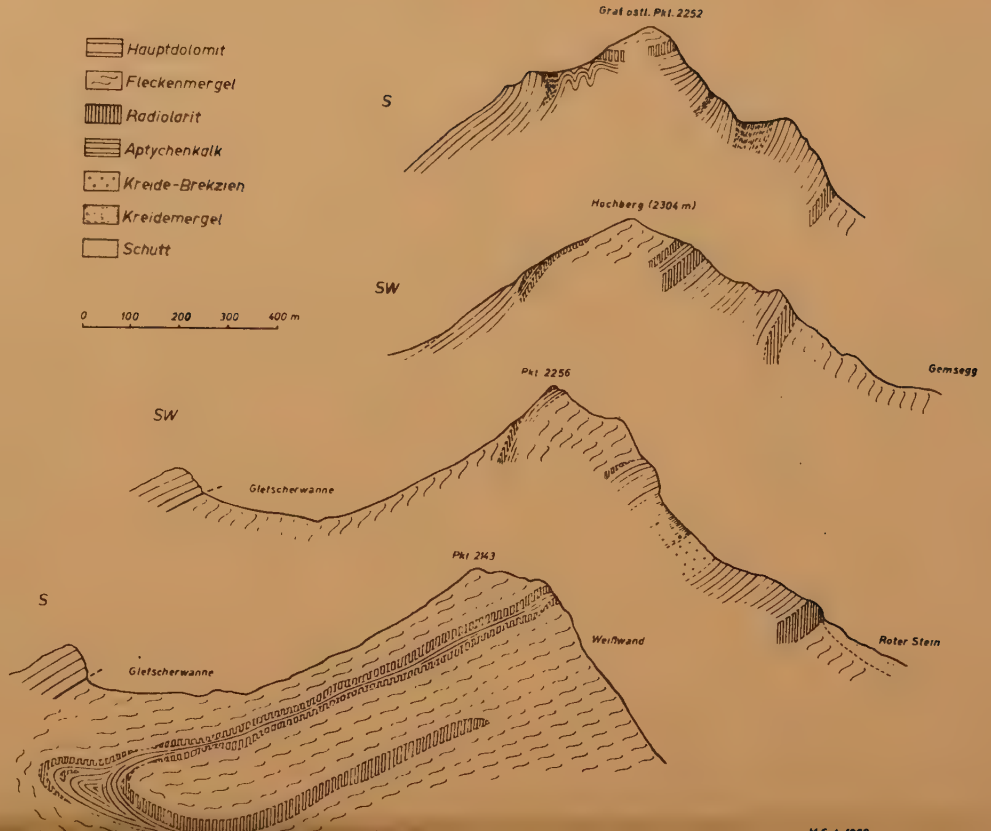
a) Die Hochberg-Rothorn-Mulde

Bald nach dem Eintritt der Allgäuer Hauptmulde in den Bereich des Aufnahmegebiets bei Schröcken/Vorarlberg wird ein großer Teil ihrer Breite von einer Muldenregion eingenommen, die in der älteren Literatur (so bei Th. BENZINGER, 1929) als Hochberg- bzw. Rothorn-Mulde bezeichnet wird. Diese Namen sollen hier beibehalten werden, obwohl es sich keinesfalls um eine einfache Mulde handelt, sondern um einen mehrfachen, teilweise verschuppten Faltenwurf oberjurassischer Radiolarite und Aptychenkalke innerhalb der Fleckenmergel, in deren Muldenkernen auch typische oberostalpine Kreidebildungen weit verbreitet sind. Die Profile der Abb. 8 und 9 sollen als Erläuterung zu den folgenden Ausführungen dienen.

Äußerst suggestiv tritt der Muldencharakter der Hochberg-Region in einem Profil zutage, das sich an der Fleckenmergel-Wand westlich des oberen Felltals unmittelbar beobachten läßt (Abb. 8, unteres Profil). Es handelt sich um eine Folge von Radiolariten und Aptychenkalken, die deutlich zu einer großen N-vergenten Mulde zusammengebogen sind. Infolge der Widerstän-

Umseitig: Abb. 8. Kulissenprofil durch die Hochberg-Mulde

Kulissenprofil durch die Hochberg-Mulde



digkeit dieser Serie innerhalb der Fleckenmergel tritt diese synklinale Einbiegung des Schichtverbandes auch morphologisch gut hervor.

Eine nähere Untersuchung läßt die Verhältnisse jedoch noch komplizierter erscheinen. Der hangende Flügel dieser N-vergenten Mulde zeigt ein Band von Aptychenkalken, das zu beiden Seiten von Radiolariten eingefaßt wird, d. h. also, er allein zeigt schon den Charakter einer Mulde mit Aptychenkalken im Kern und Radiolariten an den Flanken. Diese Mulde ist dann nochmals synklinal eingefaltet worden, wobei die Aptychenkalke des liegenden Flügels "ausgeplättet" worden sind und sich im Druckschatten des Muldenschenkels angereichert haben ("tektonische Selektion"). Als Gesamtbild der Beanspruchung ergibt sich also eine überfaltete Mulde, die bereits im kleinen jene intensive Einengung zeigt, wie sie innerhalb der inkompetenten Serien des Hochberg-Gebietes und somit für die gesamte interne Tektonik der Allgäuer Hauptmulde allgemein typisch ist.

Die Fortsetzung der Verhältnisse nach W zeigen die weiteren Profile der Abb. 8. Der hangende Flügel dieser Mulde läßt sich - teilweise stark modifiziert durch die Unterdrückung einzelner Schichtglieder - von der Weißwand über den Hochberg-Grat bis Pkt. 2252 verfolgen, wo er von einer Störung endgültig abgeschnitten wird. Am S-Hang des Hochbergs folgt auf diesen Zug nochmals eine Serie von Radiolariten und Aptychenkalken innerhalb der überlagernden Fleckenmergel. Diese Gesteine sind äußerst stark verfaltet und verschuppt. Südlich Pkt. 2252 enthalten sie noch einen Kern von Kreidemergeln mit einzelnen Brekzienbänken. Unmittelbar darauf folgt dann bald die große Überschiebung der Wandfluh-Schuppe nördlich der Lagerzun-Alpe.

Am N-Hang des Hochbergs erscheint dann eine weitere Muldenzone, die unterhalb der Weißwand an einer Störung einsetzt und sich von hier bis an das Rothorn verfolgen läßt. Es handelt sich hierbei um die klassische "Hochberg-Mulde" im Sinne von Th. BENZINGER (1929), deren Radiolarite und Aptychenkalke an mehreren Stellen einen Kreidekern enthalten. Neben der Kreide

des Rothorns liegen in dieser Hochberg-Kreide die einzigen kretazischen Bildungen der Allgäuer Hauptmulde zwischen Allgäu und Bregenzer Wald vor.

Die Radiolarite des N-Flügels dieser Struktur, die sich über die gesamte Erstreckung der Mulde durchgehend verfolgen lassen, gehen völlig normal aus den Fleckenmergeln hervor. Im Bereich des S-Flügels dagegen überwiegen die tektonischen Kontakte, wobei die Radiolarite unterhalb des Hochberg-Gipfels schließlich ganz "abgedrückt" werden. Erst im Bereich der Schafalp erscheint wiederum ein Radiolaritzug, der - wenn auch mit gestörtem Kontakt - die Muldenfüllung wenigstens halbwegs eindeutig nach S begrenzt. Östlich des Rothorns umfahren die gleichen Radiolarite die Aptychenkalke in einer deutlichen Schleife, wobei sie gleichzeitig die E-Flanke der Rothorn-Mulde begrenzen.

Die Kreide ist im Bereich der Hochberg-Mulde im wesentlichen auf drei Hauptverbreitungsgebiete beschränkt. Das wichtigste Kreidevorkommen befindet sich ganz im E der Mulde oberhalb des "Roten Steins" (Abb. 8). Zu erwähnen sind hier besonders die mächtigen Brekzienbildungen und die brekziös-pelitische Fazies innerhalb der Mergelserie, die bereits in einem anderen Zusammenhang (S. 26) beschrieben worden sind. Auch Th. BENZINGER (1929) gibt ein Profil durch diesen Teil des Hochbergs. Dazu ist allerdings zu bemerken, daß die deutlich diskordante Auflagerung der Kreide-Brekzien auf die Aptychenkalke, die BENZINGER hier darstellt, bei dem Charakter der vorausgegangenen austrischen Bewegungen zwar durchaus wahrscheinlich ist, sich aber an keiner Stelle direkt beobachten läßt.

Nach W zu wird der kretazische Muldenkern zwischen den Aptychenkalken "ausgequetscht". Erst nördlich Pkt. 2252 erscheint dann ein weiteres Kreidevorkommen (Abb. 8, oberes Profil), das nur durch Schutt von dem großen Kreidegebiet der Schafalp getrennt wird. Einzelne Schmitzen und kleinere Züge von Kreidemergeln erscheinen auch nicht selten zwischen den Aptychenkalken.

Nach dem Ende der Hochberg-Mulde erscheint am Rothorn eine neue

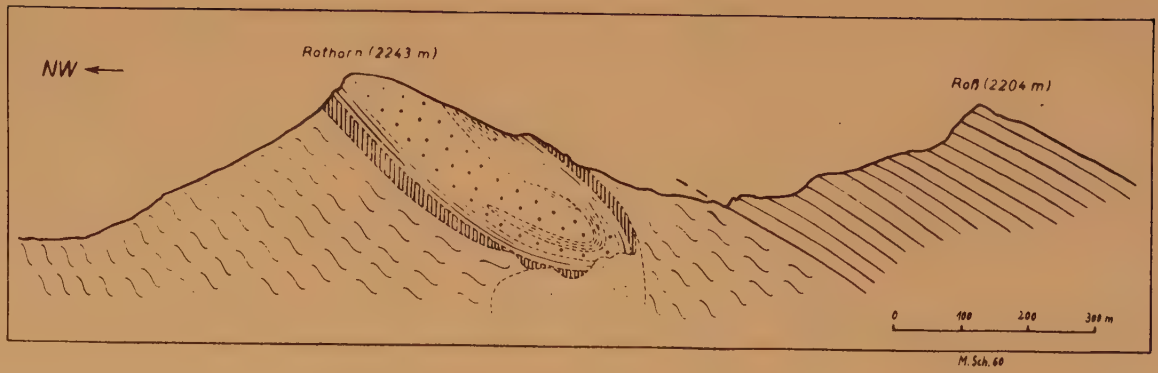


Abb. 9. Ansichtsprofil der Rothorn-Mulde, vom Feuerstein aus gesehen. Signaturen wie Profiltafel der Abb. 8

Synklinale, die sich nach SW rasch über den Fleckenmergeln aushebt. Obwohl diese Rothorn-Mulde mit der Hochberg-Mulde gewisse Begrenzungselemente gemeinsam hat, sind doch beide keinesfalls identisch. Die Rothorn-Mulde gehört eindeutig einem Faltenwurf an, der der Muldenzone des Hochbergs nördlich vorgelagert ist; die Radiolarite am N-Flügel der Hochberg-Mulde bilden dabei teilweise den S-Flügel der Rothorn-Synklinale. Genau wie am Hochberg liegt auch im Kern der Rothorn-Mulde eine mächtige Kreideserie mit groben, polymikten Brekzien, Sandsteinlagen und Mergelschiefern.

Die von Radiolariten und Aptychenkalken flankierte Rothorn-Mulde ist - wie alle Falten dieses Gebietes - ebenfalls eindeutig N-vergent (Abb. 9). Sie wird von S her von der Wandfluh-Schuppe überfahren, die mit dem Hauptdolomit-Massiv des Roß (2204 m) auf die Fleckenmergel der S-Flanke überschoben ist. Infolge dieses Schubes ist die Mulde an einigen Stellen zerrissen, wobei teilweise mobile Kreidemergel in die aufgerissenen Blattverschiebungen injiziert worden sind. Für die Annahme einer durchgehenden Störung, wie sie Th. BENZINGER auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen verzeichnet, ergeben sich jedoch keine Anhaltspunkte.

Nach SW hebt sich die Mulde unterhalb des Rothorn-Gipfels mit deutlich umlaufendem Streichen aus, nach E erstreckt sie sich unter Zurücklassung ihres Kreidekerns bis in das Gebiet der Fahrnbergermahd, wo sie dann auch rasch in den Fleckenmergeln ausklingt.

In den Fleckenmergeln der Allgäuer Hauptmulde nördlich des Hochberg-Rothorn-Gebietes treten nur noch an einer einzigen Stelle Radiolarite und Aptychenkalke auf, und zwar an der Gaißberg-Alm im Bereich des südlichen Heiterbergs. Diese meist wurmartig verschlungenen Bänder und Linsen liegen in unmittelbarer Nähe des Rhät-Mantels der Schuppe des Kleinen Widdersteins, wobei sie an einer Stelle die Rhätkalke direkt berühren. Diese Gesteine waren schon Th. BENZINGER (1929) bekannt und wurden von ihm als isolierte "Schubfetzen" gedeutet. Der N-Rand der Allgäuer Hauptmulde ist also im Bereich des südli-

chen Heiterbergs äußerst stark gestört, wofür auch eine ganze Reihe anderer Beobachtungen sprechen, die im einzelnen dem geologischen Kartenbild zu entnehmen sind.

b) Das W-Ende der Allgäuer Hauptmulde

Nach dem Ausheben der Rothorn-Mulde an einer deutlichen Achsenkulmination, die auch für das Zurückspringen der Wandfluh-Schuppe am "Tangertle" verantwortlich ist, setzen die Radiolarite und Aptychenkalke nach wenigen 100 m an der Lite-Alm erneut ein, wo sie auch einen eingeschuppten äußerst schmalen Streifen von Kreidemergeln enthalten. Das sich nach SW anschließende Gebiet von Radiolariten und Aptychenkalken läßt allerdings keinen deutlichen Muldencharakter mehr erkennen, wie er für Hochberg und Rothorn typisch ist. Statt dessen zeigt das Kartenbild eine intensive Verfaltung und Verschuppung dieser Gesteine mit den Fleckenmergeln, wobei sich die Intensität dieser Bewegungen infolge der zunehmenden Einengung der Allgäuer Hauptmulde zwischen Wandfluh- und Hochkünzel-Schuppe am Metzgertobel-Hang noch verstärkt. Ein durchgehender Zug von Fleckenmergeln trennt dabei zwei Gebiete jüngerer Gesteine, wobei sich die Aptychenkalke des westlichen Vorkommens an einer Stelle - genau wie am südlichen Heiterberg - mit den Rhätkalken der nördlichen Schuppenzone berühren. Im Tal des Metzgertobels wird dann die ganze Folge vom Schutt abgeschnitten. Damit hat die Allgäuer Hauptmulde praktisch ihr westliches Ende erreicht. Auf der anderen Talseite wird ihre junge Füllung nur noch durch einen schmalen Streifen von Fleckenmergeln vertreten, der zwischen die Überschiebungsbahn der Wandfluh-Schuppe und die Rhäthülle der nördlichen Schuppenzone eingezwängt ist und sich von hier bis in die Gegend von Buchboden verfolgen läßt.

Die Kreidemergel südöstlich des Hochries gehören nicht der Allgäuer Hauptmulde an, sondern bilden - wie an vielen anderen Stellen - die liegende Hülle der Wandfluh-Schuppe.

Anhangsweise erwähnt werden muß in diesem Zusammenhang noch das breite Fleckenmergel-Gebiet am Schadona-Paß. Hierbei handelt es

sich nicht um einen Teil der Allgäuer Hauptmulde, obwohl sich eine solche Auffassung bei oberflächlicher Betrachtung durchaus anbietet, zumal diese Zone auch morphologisch deutlich mit der Allgäuer Hauptmulde verschmilzt. Trotzdem liegt hier aber eine Spezialmulde innerhalb der Rhäthülle der Hochkünzel-Schuppe vor, deren Verbindung mit Fleckenmergeln des Hochberg-Gebietes nicht nachzuweisen ist. Die Hauptmasse ihres Jurakerns zieht sich - z. T. flankiert von rotem Lias - über den Bereich der oberen Wannebäche zur Wasserkuppe hinauf, womit sie sich eindeutig als Hüllelement der Hauptdolomit-Schuppe erweist.

c) Das Gesamtbild der Allgäuer Hauptmulde zwischen Bregenzer Ach und Großem Walsertal

In dem zusammenhängenden Jura-Kreide-Gebiet zwischen Bregenzer Ach und Großem Walsertal liegt das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde vor, die hier zwischen nördlicher und mittlerer Schuppenzone zunehmend eingeengt wird, wobei sie westlich des Metzgertobels nur noch durch ein schmales Fleckenmergelband vertreten wird. Ihre südliche Begrenzung ist durch die Wandfluh-Schuppe gegeben, die sich überall mit einer deutlichen Überschiebung auf die junge Muldenfüllung legt. Im N wird die Mulde durch die Rhäthülle der Hochkünzel-Schuppe begrenzt.

Die interne Tektonik der Allgäuer Hauptmulde, wie sie besonders deutlich im Hochberg-Gebiet zu beobachten ist, wo Radiolarite und Aptychenkalke innerhalb der relativ homogenen Flekkenmergel-Serie gute Leithorizonte bilden, zeigt eine intensive Verfaltung und Verschuppung der vorliegenden Schichtfolge, wobei auch die Randkontakte der Mulde meist gestört erscheinen. Die Allgäuer Hauptmulde ist demnach keine "Mulde" im Sinne einer einfachen synklinalen Einbiegung des Schichtverbandes, sondern ein hochgradig eingeengter, teilweise verschuppter Faltenwurf inkompetenter jüngerer Gesteine innerhalb des starren Rahmens, der durch die Hauptdolomit-Massive ihrer N- und S-Begrenzung gegeben ist. Es mag suggestiv erscheinen, in dieser starken Anreicherung mobiler Gesteinsserien eine Folge tektonischer Selektion und somit ein Gegen-

stück zur Akkumulation der kompetenten Serien in den Hauptdolomit-Massiven zu sehen. Die extrem hohen Fleckenmergelmächtigkeiten in diesem Gebiet (jüngere Fleckenmergel allein ca. 150 m) lassen jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten, daß der Faziesraum der heutigen Allgäuer Hauptmulde bereits paläogeographisch ein Jurabecken war, in dem sich die entsprechenden Serien schon primär anreichern konnten.

3. Die mittlere Schuppenzone

Die Elemente der mittleren Schuppenzone werden südlich der Allgäuer Hauptmulde aus Fleckenmergeln und Kreideschiefern ausgeschuppt, wobei sie diese Mulde insbesondere im E stark einengen. Es handelt sich hierbei um die Schuppen des Tannbergs, des Karhorns, der Juppenspitze sowie der Wandfluh, die sich z. T. im Streichen ablösen, z. T. aber auch durch umlaufendes Streichen ineinander übergehen. Das tektonische Formeninventar dieser Baueinheiten ist äußerst heterogen und reicht von der einfachen Aufsattelung über die doppelt vergente Pilzstruktur bis zum typischen Gleitbrett.

a) Das Tannberg-Gewölbe

Der Sattel des Tannbergs, der sich nach E im Rauhgern-Rücken und Falken fortsetzt, erhebt sich östlich von Schröcken als weitgespanntes Gewölbe der oberen Trias aus den Fleckenmergeln, wobei insbesondere seine Rhätkalke die typisch glazial geformte Rundhöckerlandschaft des Salobergebiets bilden. Im Aufnahmegebiet selbst tritt er nur mit einem kleinen Vorkommen von Rhätkalken und Kössener Schichten im "Fellkessel" südlich von Schröcken auf.

Diese Rhätkalke tauchen hier mit durchschnittlich 25 - 30° nach NW unter die Fleckenmergel ab. Sie werden dabei von der Bregenzer Ach durchschnitten, die in den massigen Kalken die großen Strudeltöpfe des "Fellkessels" geschaffen hat. Nur im S vermittelt zwischen Kalken und Fleckenmergeln ein breiter Streifen von Kössener Schichten (blaue Kössener Kalke und Muschelbrekzien).

Nach E zu wird diese Trias von Schutt unterbrochen. Sie setzt jedoch nach 80 - 100 m erneut ein, und zwar jetzt mit Hauptdolomit. Dieser Hauptdolomit gehört bereits jenem großen Zug an, der den NW-Abhang des Tannbergs bildet.

b) Die Schuppe des Karhorns

Die Schuppe des Karhorns ist im Aufnahmegebiet ebenfalls nur mit einem schmalen Zug von Hauptdolomit vertreten, der bei etwa nordöstlichem Streichen mit 60° nach S fällt. Dieser Hauptdolomit tritt unterhalb des Juppenmähders in den kartierten Streifen ein, um einige 100 m weiter gegenüber der hinteren Fellalpe unter Fleckenmergeln und Schutt endgültig zu verschwinden. Die mächtige Pilzstruktur des Karhorn-Massivs mit ihrem deutlich ausgeprägten nördlichen und stark reduzierten südlichen Flügel ist also an ihrem westlichen Ende nur noch in Form ihres Hauptdolomitkerns vorhanden, wobei die Verbindung über das Auenfeld nach M. RICHTER (1956) als gesichert betrachtet werden kann. Aus dem doppelt vergenten Pilz, der wenigstens teilweise mit seiner Umgebung im Normalkontakt steht, wird also nach W zu ein typisches Gleitbrett, dessen Hauptdolomit diapirartig seine Fleckenmergel-Hülle durchstößt und dabei alle Kontakte hinter sich läßt. Im Hangenden dieses Hauptdolomits konnten jedoch bei der Kartierung einzelne Fetzen von Kössener Schichten (u. a. Kössener Muschelbrekzie) nachgewiesen werden, die sich allerdings aus Maßstabsgründen auf der Karte nicht darstellen lassen. Sie sind aber ein Beweis dafür, daß auch dieser Schubspan aus einem ursprünglichen Normalkontakt stammt und bei der Durchspießung seiner Hülle Teile dieses Kontakts mit nach oben geschleift hat.

Augenscheinlich ist der Grund für die intensive Ausschuppung des Hauptdolomits in einer besonders starken Raumverengung am W-Ende der Karhorn-Schuppe zu suchen, die hier von der Trias der nächsthöheren Juppenspitz-Schuppe mit deutlich umlaufendem Streichen umfahren wird. Gleichzeitig drückt von N her der breite Block des Tannberg-Gewölbes, während im S das Mohnen-

fluh-Massiv als starres Widerlager wirkt. In dem Maße, wie Juppenspitz-Schuppe und Tannberg-Gewölbe nach E zu divergieren, stellen sich Normalkontakte zwischen Hauptdolomit und seinem stratigraphischen Hangenden ein, was auch auf der alten geologischen Karte der Lechtaler Alpen deutlich in Erscheinung tritt. Schließlich geht die ganze Folge jenseits des Auenfelds in den breiten Pilz des Karhorns über. Innerhalb der Karhorn-Schuppe zeigt sich also eine kontinuierliche Änderung des tektonischen Charakters vom Gleitbrett bis zum Pilz. Damit dürfte erwiesen sein, daß Gleitbrett und Pilz nur graduelle Varianten der gleichen tektonischen Grundform sind, wobei es eine Funktion der jeweiligen Kräftepläne ist, welche Form in welchem Falle bevorzugt wird.

Eine Auffassung des Karhorns als Klippe der ehemaligen Lechtaldecke im Sinne von Th. BENZINGER (1929) und O. AMPFERER (1932) ist in diesem Zusammenhang völlig abwegig, worauf schon M. RICHTER (RICHTER & SCHÖNENBERG, 1954) hingewiesen hat.

c) Die Juppenspitz-Schuppe

Das sich südlich anschließende Gleitbrett der Juppenspitze erscheint nach M. RICHTER (1956) erstmalig an der unteren Gaißbühl-Alpe in Form einzelner Schubfetzen von Hauptdolomit in den Fleckenmergeln. Dieser Hauptdolomit zieht sich - teilweise unterbrochen - nach W, wo er bald eine Mulde von Rhät aufnimmt. Es liegt nahe, in dieser Zone junger Schichten die Ausfüllung des "Kniffs im Hut" im Sinne von C. W. KOCKEL (1956) zu sehen. Unter dem Druck des überschobenen Mohnenfluh-Massivs werden die Flügel dieser Mulde abgewetzt, so daß an der Juppenspitze selbst nur ein Schubspan von Rhätkalken in den Fleckenmergeln steckt.

Mit dem erneut einsetzenden Hauptdolomit des S-Flügels, der sich an dieser Stelle aus Fleckenmergeln und Kreideschiefern erhebt (Abb. 10), betritt die Schuppe westlich der Juppenwanne das Aufnahmegebiet. Die Rhätkalke des Muldenkerns gehen dabei verloren. Sie lassen sich aber noch sehr viel weiter nach W verfolgen, als es die Karte von BENZINGER erwarten

läßt. Auch nach ihrem völligen Verschwinden begleitet ein schmales Band von Kössener Schichten den Rand des Hauptdolomits bis zum Verklimm und vermittelt so zwischen dem Gleitbrett und den liegenden Fleckenmergeln. Der Hauptdolomit des N-Flügels ist auch hier überfahren worden und tritt nicht mehr auf. Die ganze Folge streicht etwa ENE und fällt mit ca. 40° nach S. Der Hauptdolomit selbst läßt eine leichte Einmuldung erkennen und scheint auch in sich etwas zerbrochen zu sein, was zur Abspaltung einzelner Schubspäne und zur Injektion von Kreideschiefern in den Schichtverband führt.

Äußerst kompliziert gestalten sich die Verhältnisse an der W-Fortsetzung der Schuppe im Gebiet des Verklimm. Der Hauptdolomit schwenkt hier plötzlich aus seiner bisherigen Streichrichtung scharf nach NW um, überquert das Felltal bei fast senkrecht stehender Schichtung mit N-S-Streichen, um dann am Moosboden wieder leicht nach E abzubiegen und schließlich östlich des Oberhorns unter den Fleckenmergeln zu verschwinden. Der Hauptdolomit bildet dabei einen geschlossenen Zug, der nur an einer einzigen Stelle auf etwa 40 m durch Schutt unterbrochen wird. Auf dieses eigenartige umlaufende Streichen der Juppenspitz-Schuppe hat erstmalig M. RICHTER (1956) aufmerksam gemacht. Bei der geologischen Spezialaufnahme konnte diese Feststellung bekräftigt werden. Gleichzeitig ergab sich, daß die tektonischen Verhältnisse im Umbiegungsbereich noch um ein Vielfaches komplizierter waren, als man vorher erwarten konnte. Da die geologische Karte der Lechtaler Alpen ein falsches Bild der tatsächlichen Verhältnisse gibt, soll die Kartenskizze der Abb. 10 als Erläuterung zu den folgenden Ausführungen dienen.

Wie aus dieser Skizze ersichtlich ist, verschmälert sich der Hauptdolomit im Augenblick des Umbiegens auf einen Bruchteil seiner ursprünglichen Breite und nimmt erst wieder nach N allmählich an Mächtigkeit zu. Diese lokale Reduzierung der Schichtfolge ist jedoch rein tektonisch bedingt. Nach W zu erscheint nämlich jenseits eines schmalen Streifens von Kreidemergeln und -sandsteinen ein weiterer Zug von Hauptdolomit,

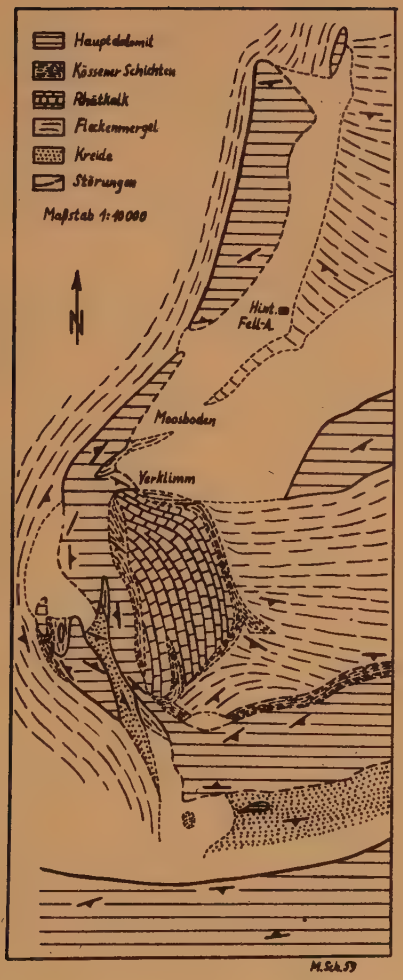


Abb. 10. Die aufgesplitterte Umbiegungszone der Juppenspitz-Schuppe im hinteren Felltal

der sich nach N aufgabelt und dabei einen Keil von Fleckenmergeln aufnimmt. Der westliche Ast dieser Aufgabelung ist in einzelne Hauptdolomitfetzen aufgesplittert worden, die nur durch ein Band von Kössener Schichten zusammengehalten werden. Auch in den eingekeilten Fleckenmergeln erscheint noch ein Schubspan von Dolomit.

Augenscheinlich ist die starke Zersplitterung der Schuppe im Bereich der Umbiegung darauf zurückzuführen, daß die starre Platte des Hauptdolomits den Wölbungsvorgängen nicht gewachsen war und darauf mit einer irisblendeartigen Ablösung einzelner Schollen reagierte. Auch der durchgehende Hauptzug der Schuppe ist an einer Stelle westlich des Verklimm "angekeilt" worden (Abb. 10). Bei etwas größerer Intensität der Zerrung hätte es auch hier zu einer völligen Ablösung kommen können.

Wesentlich für die mechanische Beurteilung dieser Ablösungsvorgänge ist der Umstand, daß sie sich sämtlich ± schichtparallel vollziehen, also in ihrem Wesen echte Translationsprozesse sind. Auf diesen Translationsfugen ist es dann zur konkordanten Injektion inkompetenter Gesteine gekommen, die die Ablösung vervollständigen. Auch hierbei handelt es sich also um einen speziellen Fall von tektonischer Selektion im Sinne von H. GALLWITZ (1956). Das Auftreten analoger Verhältnisse im Bereich der Wandfluh-Schuppe am Fürggele (Abb. 11) gestattet die Aussage, daß dieser Typ einer schichtparallelen "translativen" Störung überall dort auftritt, wo ein Zug kompetenter Gesteine innerhalb einer inkompetenten Umgebung einer besonderen Beanspruchung ausgesetzt ist.

Äußerst schwierig zu beurteilen ist die Frage, weshalb die Schuppe an dieser Stelle umlaufendes Streichen zeigt. Wenn sich auch aus dem lokalen Vorstoß des Braunarlspitz-Massivs am Fürggele und der dadurch ebenfalls bedingten Abdrehung der östlichen Wandfluh-Schuppe (vgl. S. 57) gewisse Anhaltspunkte ergeben, so reicht doch dieser Umstand bei weitem nicht aus, um diese Erscheinung ganz zu erklären. Es bleibt aus diesem Grunde nur der Schluß übrig, daß dieses umlaufende Streichen bereits in irgendeiner Weise primär angelegt gewesen sein muß. Im Umbiegungsbereich läßt sich jedenfalls deutlich eine Achsenrotation nachweisen.

Die Basis der Juppenspitz-Schuppe wird im Bereich der Umbiegungszone am Verklimm durch einen mächtigen Klotz von Rhätkalken gebildet, der fast allseitig von Kössener Schichten umgeben ist. Diese meist steilstehenden Rhätkalke lassen in ihrem Streichen deutlich die eingezwängte Lage im Zwickel der Umbiegung erkennen (Abb. 10). An einer Stelle haben sich die Kössener Schichten im Druckschatten in Form eines großen Faltenknäuels

angereichert. Es nimmt nicht wunder, daß die grobbankigen "superstarren" Rhätkalke nicht die tektonischen Formen des benachbarten Hauptdolomits zeigen. Sie wirkten vielmehr als ein festes Widerlager, an dem der Hauptdolomit zersplittern konnte. Lediglich die eingeschalteten Züge von Kössener Fazies scheinen an manchen Stellen etwas ausgequetscht zu sein.

Nördlich des Felltals zieht sich der Hauptdolomit der Schuppe über den Moosboden und die hintere Fellalpe zum Oberhorn hin. Während er dabei zunächst noch nach NW fällt, fällt er am Oberhorn deutlich nach SE, so daß der Charakter der Schuppung in diesem Gebiet schwer zu beurteilen ist. Nachdem der Hauptteil der Schuppe bereits verloren gegangen ist, erscheint kurz vor dem Tal der Bregenzer Ach noch einmal ein isolierter Schubfetzen von Hauptdolomit in den Fleckenmergeln.

Eine Verbindung des Hauptdolomits vom Oberhorn mit der oberen Trias des Tannberg-Gewölbes, wie sie M. RICHTER (1956) vermutet, ist aus diesem Grunde nicht von der Hand zu weisen.

d) Die Wandfluh-Schuppe

Nach W zu entsteht jenseits des Butzentobels eine neue Schuppenregion, die erstmalig südlich der Hochgletscher-Alp in Form eines kleinen Rundhöckers von Hauptdolomit auftritt (Abb. 11). Nach kurzer Unterbrechung durch die Moräne der Hochgletscher-Alp setzt die Trias dieser Schuppe erneut ein und zieht sich von hier in geschlossenem Zug unter den Wänden der Braunarlspitz-Überschiebung bis zur Wandfluh südlich von Buchboden im Großen Walsertal. J. GUBLER (1927) hat dieses Bauelement deshalb als Wandfluh-Schuppe bezeichnet. Diese Wandfluh-Schuppe ist im Bereich des Aufnahmegebietes als typisches, z. T. sehr mächtiges Gleitbrett ausgebildet und zeigt insbesondere am Fürggele äußerst interessante Verhältnisse, die für die Beurteilung solcher Gleitbrettbewegungen von großer Wichtigkeit sind.

Der Hauptdolomit der Schuppe wird an der Hochgletscher-Alp

zwischen Kreideschiefern und Fleckenmergeln ausgeschuppt, wobei die ganze Folge bei nordwestlichem Streichen flach bis mittelsteil nach S fällt. Von hier aus zieht er sich - eingezwängt zwischen Cenoman und Jura - zum Grat des Fürggele, ohne daß zunächst Andeutungen eines ursprünglichen Normalkontakts zu beobachten sind. An einer Stelle gehen die Kreideschiefer der südlichen Schuppenbegrenzung auf etwa 50 m verloren, so daß sich hier der Hauptdolomit unmittelbar mit der mächtigen Kössener Serie des Hochgletschergebiets berührt. Diese Kössener Schichten bilden aber wegen der zwischengeschalteten Kreide nicht das normale Hangende des Dolomits, sondern die Basis einer sich südlich anschließenden Teilschuppe, die am Fürggele selbst noch Hauptdolomit enthält (Abb. 11). Es handelt sich hierbei also um einen "ultratektonischen" Kontakt, bei dem der Hauptdolomit während der Schuppung zunächst aus seinem normalen Hangenden gedrängt wurde, dann aber im Verlauf der gleichen tektonischen Bewegungen mit den entsprechenden stratigraphischen Äquivalenten einer anderen Baueinheit in Berührung kam, so daß nach außen hin das Bild einer scheinbar normalen stratigraphischen Abfolge entsteht.

Nach NW wird das Gleitbrett plötzlich von einer Störung zerrissen, die den Hauptdolomit mit etwa N-S-Streichen durchschneidet und ihn fast um seine gesamte Breite versetzt. Dabei wird die westlich gelegene Scholle kräftig nach N bewegt. Derselbe Vorgang erfolgt kurz darauf noch zweimal. In beiden Fällen wird der jeweils westliche Teil nach N abgeschoben, so daß auf der Karte das Bild eines horizontal liegenden Staffelbruches erscheint (Abb. 11).

Äußerst eigenartige Verhältnisse zeigt die sich nordwestlich anschließende vierte Störung. Nachdem sie die Schichtfolge zunächst einige m diskordant durchschnitten hat, lenkt sie plötzlich von der diskordanten in die konkordante Richtung ein. Die "normale" Störung wird also zu einer schichtparallelen Störung. Augenscheinlich wird der Zweck des vorliegenden Kräfteplans - nämlich die größtmögliche Dehnung des Schicht-

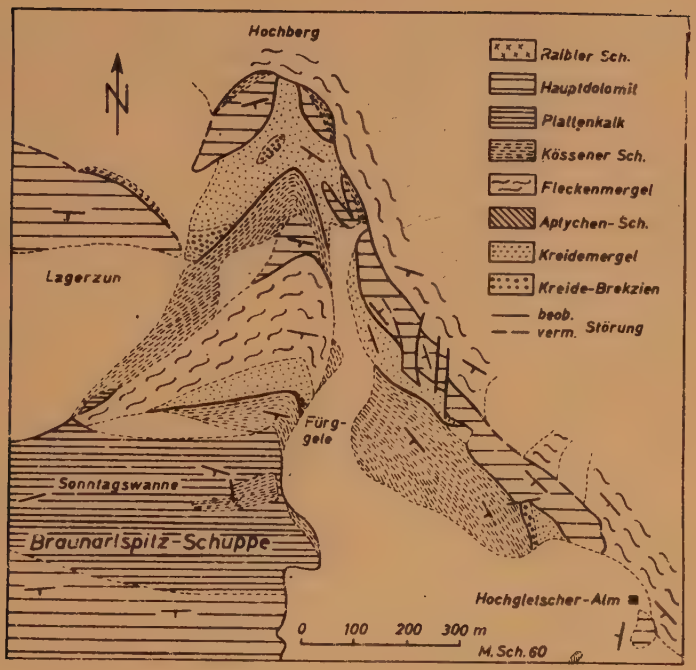


Abb. 11. Geologische Kartenskizze des E-Endes der Wandfluh-Schuppe mit der Zerreißzone nördlich des Fürggele-Passes

verbandes - durch schichtparallele Ablösungs- und Gleitbewegungen leichter realisiert als durch ein diskordantes Zerbrechen der Schichtfolge. Wie die Verhältnisse am Fürggele zeigen, können diese Ablösungsvorgänge dadurch verstärkt werden, daß leicht bewegliche inkompetente Serien in die Translationsfugen injiziert werden. Solche Ablösungsvorgänge geben eine ausreichende Erklärung für das weitverbreitete Phänomen, daß eine an sich einheitliche Schuppe auf eine besondere tektonische Beanspruchung - insbesondere eine Zerrung - durch eine Aufsplitterung in einzelne Gleitbretter und Schubspäne reagiert. Auch hierbei handelt es sich also um jenen schichtparallel-translativen Störungstyp, der bereits von der Umbie-

gung der Juppenspitz-Schuppe am Verklimm beschrieben worden ist.

Im Bereich dieser Störungen bleibt an einer Stelle zwischen den nach N gedrückten Teilschollen ein Fetzen Hauptdolomit zurück. Auf der Karte erscheint dabei das leicht modifizierte Bild eines Grabens, das auf die Horizontale projiziert worden ist (Abb. 11).

Ziemlich kompliziert werden die Verhältnisse in dem sich nordwestlich anschließenden Gebiet des Fürggele-Passes (Abb. 11 und 12). Die intensive Zerstückelung der Wandfluh-Schuppe, die sich bereits vorher angedeutet hatte, erreicht an dieser Stelle ein extremes Ausmaß und führt zu einem völligen Zerreißen und Zersplittern des Schichtverbandes. Gerade dieser Umstand hat die Deutung des Fürggele-Profils stets außerordentlich erschwert. Die Darstellung, die Th. BENZINGER auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen gibt, ist völlig unzureichend. Erst durch M. RICHTER (1956) ist eine grundsätzliche Klarstellung der Verhältnisse erfolgt. Einige Ergänzungen, die sich bei der Spezialkartierung ergaben, sind aus der Kartenskizze der Abb. 11 zu ersehen.

Der erste isolierte Schubspan des durchgehenden Hauptzuges der Schuppe zeigt eine deutliche Zweiteilung und ist von dem südöstlich gelegenen Hauptdolomit durch einen schmalen Streifen von Schutt getrennt. Zwischen die beiden Äste der Aufgabelung, die nur im S leicht zusammenhängen, schiebt sich von N her ein Keil von Kreideschiefern. Diese Zerspaltung des Schubspans zeigt mit kaum zu überbietender Klarheit, daß es sich hierbei um die Wirkung schichtparalleler Ablösungsvorgänge mit gleichzeitiger Einschuppung mobiler Gesteine handelt. Dieses isolierte Hauptdolomitvorkommen zeigt also bereits im kleinen die typischen tektonischen Formen, die für das Verständnis des ganzen Fürggele-Profils von Bedeutung sind. Da der Hauptdolomit auf seiner N-Seite von einem schmalen Streifen Kössener Schichten (u. a. Muschelbrekzie) begleitet wird, kann an seiner Herkunft aus einem ursprünglichen Normalkontakt nicht gezweifelt werden.

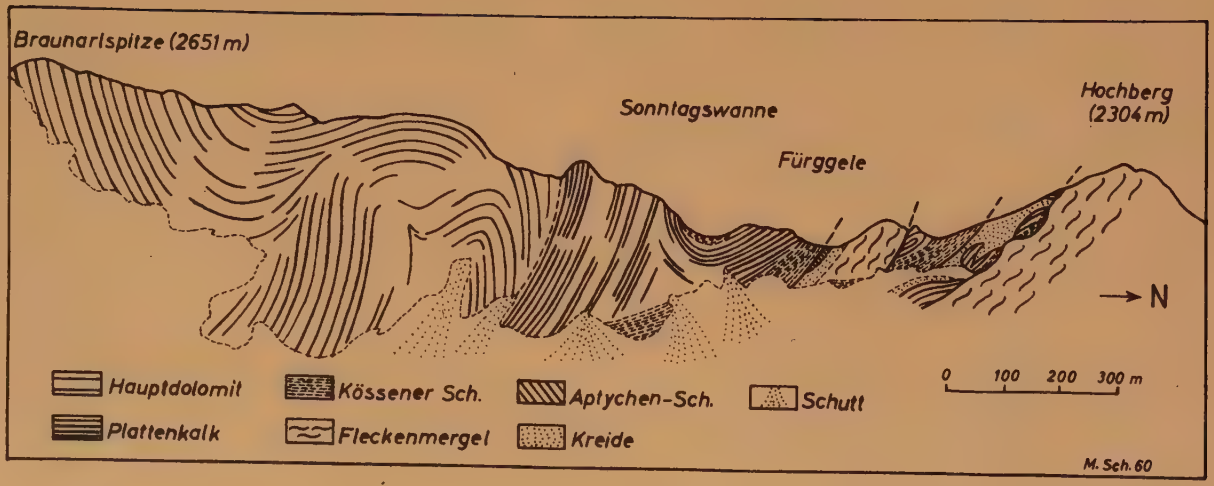


Abb. 12. Ansichtsprofil durch den N-Rand des Braunarlspitz-Massivs und die Schuppenregion des Fürggeles

Das nächsthöhere Gleitbrett erscheint dicht unter dem Grat südlich des Hochberg-Gipfels, wo es - wie das gesamte E-Ende der Wandfluh-Schuppe - zwischen Fleckenmergeln und Cenoman ausgeschuppt wird. Auch hier erscheint auf der N-Seite des Dolomits ein Streifen von Rhät als Beweis für den ursprünglichen Normalkontakt.

Nach kurzer Unterbrechung durch zwischengedrängte Kreideschiefer setzt dann dasselbe Gleitbrett jenseits des Grats mit einer großen Linse von Hauptdolomit erneut ein, die sich von hier bis an das Lagerzun-Gebiet herunterzieht. Durch den Schutt bleibt sie jedoch von der Hauptmasse der Wandfluh-Schuppe getrennt, die an der Lagerzun-Alpe wieder mit einem mächtigen Dolomitzug einsetzt. Die Schichten dieses Schubfetzens streichen etwa nordöstlich und fallen mit 70° nach SE. Ein Streifen Rhät ist ebenfalls an der Nordseite erhalten.

Südlich dieses stark zerrissenen Hauptzuges der Schuppe, dessen einzelne Teile alle zwischen Fleckenmergeln und Cenomanschiefern liegen, erscheint eine neue Teilschuppe von Hauptdolomit, die an ihrer Basis einen breiten Streifen Rhät trägt. Diese Kössener Schichten lassen sich weit nach SE ins Hochgletschergebiet verfolgen, wo sie aber vom Hauptdolomit der nördlichen Teilschuppe fast immer durch einen breiten Streifen von Kreide getrennt werden. Der Hauptdolomit selbst ist nur auf den Gipfel beschränkt und deutlich zu einem Sattel zusammengebogen (Abb. 12). Im Hangenden trägt er eine Serie von Fleckenmergeln, darüber einen schmalen Streifen Kreidemergel und schließlich direkt am Fürggele einen Schubfetzen von gefleckten Aptychenschichten. Auf Kreidemergel und Aptychenschichten ist dann die Rhätbasis des im S folgenden Braunarlspitz-Massivs überschoben.

Eine W-Fortsetzung der Doppelschuppe bis an die Lagerzun-Alpe existiert nicht. Das Radiolaritband, das Th. BENZINGER auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen an dieser Stelle im Dolomit verzeichnet und das als Fortsetzung der Zone junger Schichten zwischen beiden Teilschuppen aufgefaßt werden

könnte, besteht aus Moränenschüttung mit mengenmäßig stark hervortretenden Radiolaritkomponenten, die aus dem nördlich vorgelagerten Hochberghang stammen. Anstehende Radiolarite sind nicht nachzuweisen.

Wie sich aus dieser lokalen Verdoppelung des Gleitbretts zu einer "Zwillingsschuppe" ergibt, muß am Fürggele tatsächlich eine Zone besonderer Beanspruchung vorliegen. Viele Umstände - und nicht allzuletzt die deutliche Sattelform des Hauptdolomits der S-Schuppe - sprechen dafür, daß hier nicht ausschließlich translative Ablösungsvorgänge vorliegen, wie es am Verklimm oder im Zerrungsbereich der nördlichen Teilschuppe der Fall ist. Wahrscheinlich ist die embryonale Schuppenfalte, aus der das spätere Gleitbrett hervorgegangen ist, an dieser Stelle durch Stauchungserscheinungen vor der Front des anbrandenden Braunarlspitz-Massivs bereits primär als Doppelfalte angelegt gewesen. Aus dieser embryonalen Doppelfalte ist dann die spätere "Zwillingsschuppe" hervorgegangen. Wesentlich in diesem Zusammenhang ist, daß die Verdoppelung des Gleitbretts nur auf den Bereich einer besonderen tektonischen Beanspruchung beschränkt bleibt.

Daß an dieser Stelle ein solcher Bereich tatsächlich vorliegt, ergibt sich einwandfrei aus dem geologischen Kartenbild. Die Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe erreicht am Fürggele ihren weitaus stärksten Vorstoß nach N. Von hier aus geht die Überschiebungslinie sowohl in östlicher als auch in westlicher Richtung nach S zurück. Dieser lokale Vorstoß beruht auf Stauchungs- und Verfaltungserscheinungen innerhalb der Schuppenstirn. Der Hauptdolomit, der die Stirn der großen liegenden Braunarlspitz-Falte bildet, taucht hier nicht in Form einer einfachen Umbiegung ab, sondern baut in den Umbiegungsbereich eine Reihe von Sätteln und Mulden ein (Abb. 12), was zu Platzmangel und dementsprechend zu einem kräftigen Vordrängen nach N führt. Dieses "Stirnrunzeln" wird dabei induktiv auf die vorgelagerte Wandfluh-Schuppe übertragen.

Infolgedessen kommt es am Fürggele neben einer Verdoppelung der Schuppe zu einem völligen Zerreißen der Schichtfolge, was

hauptsächlich durch schichtparallele Ablösungen, daneben aber auch durch "normale" Störungen erfolgt. Auch das abnorme NW-Streichen des E-Endes der Wandfluh-Schuppe sowie die starke Reduzierung der Mächtigkeit des Hauptdolomits an dieser Stelle ist nur durch einen lokalen Schub von S zu erklären. Der starke Vorstoß der Braunarlspitz-Schuppe hat also die vorgelagerte Wandfluh-Schuppe aufgesplittert und ist damit der eigentliche Grund für die komplizierten tektonischen Verhältnisse am Fürggele und im Hochgletschergebiet.

An der Lagerzun-Alpe setzt der Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe wieder als einheitliches Gleitbrett ein, wobei er nach W zu rasch an Mächtigkeit zunimmt und dabei das Massiv des Roß-Bergs (2228 m) aufbaut. Die Schuppe streicht hier generell E-W und fällt mit 40 - 50° nach S. Die Schichten selbst zeigen häufig ein nach NE abgedrehtes Streichen.

Die nördliche Randstörung der Schuppe zieht sich vom Lagerzun-Gebiet über den Fuß des Roß-Bergs und das Tangertle zur Metzgertobel-Alp. Im Tangertle weicht sie plötzlich scharf nach S zurück, was Th. BENZINGER (1929) wohl mit Recht als Folge der durchziehenden Achsenkulmination des Rothorns gedeutet hat. Der Hauptdolomit berührt sich an dieser Störung mit den verschiedensten Gesteinen: am Schafjöchl sind es Kreideschiefer mit eingeschalteten Sandsteinlagen, im Tangertle Fleckenmergel, südlich der Lite-Alp wieder Kreide und zurücktretend Aptychenkalke. Nordöstlich der Lagerzun-Alpe tritt sogar ein schmaler Streifen von Raibler Rauhwacken auf, die auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen nicht verzeichnet sind. Augenscheinlich dienten die Raibler Schichten also auch hier als Schmiermittel bei der Schuppung.

Die S-Grenze des Hauptdolomits wird zwischen Fürggele und Ochsenköpfen völlig von Schutt überdeckt, der hier in Form riesiger Schuttströme von den Wänden der Braunarlspitz-Überschiebung ins Tal niedergeht. Dabei tritt der Dolomit der Braunarlspitze an einer Stelle bis auf etwa 15 m an die Trias der Wandfluh-Schuppe heran, was jedoch infolge der Dürftigkeit der topographischen Unterlage auf der Karte nicht klar

zum Ausdruck kommt. Erst an den Ochsenköpfen treten Fleckenmergel über dem Hauptdolomit auf, im W scheint ein winziger Keil Kössener Schichten zwischen beiden zu vermitteln. Die Darstellung, die Th. BENZINGER an dieser Stelle gibt, ist unzutreffend. Diese Fleckenmergel tragen im Hangenden zerschuppt Radiolarite und Aptychenschichten und schließlich ein Band Kreidemergel, auf das die Braunarlspitz-Schuppe in breiter Front überschoben ist.

Zwischen Alpschelle und Metzgertobel-Alpe überquert der Hauptdolomit dann das Tal, wobei er im Bereich der unteren und oberen Alpschelle eine ziemlich mächtige Serie von Plattenkalk über sich trägt, die allerdings nur lokale Bedeutung hat. Von hier aus zieht sich die Schuppe über die Diesnerhöhe und das Rotenbrunner Tal nach W, wo sie im Huttlatal das Aufnahmegebiet verläßt. Dabei wird sie an der nördlichen Randstörung von Fleckenmergeln, im S von Fleckenmergeln und Kössener Schichten begleitet. Die Profile der Abb. 13 sollen u. a. auch einen Überblick über den Bau der Wandfluh-Schuppe und ihrer Randelemente in diesem Gebiet geben.

O. AMPFERER verzeichnet auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen unter der Überschiebung der Wandfluh-Schuppe südöstlich Buchboden eine Serie "bunter Flyschbrekzien". Soweit die Randstörung begehbar ist, lassen sich allerdings keine brekziösen Serien feststellen. Der Hauptdolomit ist in jedem Falle direkt auf Fleckenmergel überschoben. Die liegenden Partien des Dolomits sind dabei häufig etwas "verwalzt" und leicht mylonitisiert. Grobklastische Lagen vom Typ der oberostalpinen Kreide-Brekzien finden sich lediglich in einzelnen Kreide-Schuppen innerhalb der von der Wandfluh-Schuppe überfahrenen und gestauchten Fleckenmergel.

4. Die südliche Schuppenzone

An das Gebiet der mittleren Schuppenzone schließt sich unmittelbar die südliche Schuppenzone an, die - wenn man von der Davenna-Schuppe des Montafon absieht - im wesentlichen aus einer einzigen großen Schuppenregion besteht. Diese Wöster-

spitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe (M. RICHTER, 1956) entspricht in Vorarlberg der Hauptmasse der ehemaligen Lechtaldecke und wird nach O. AMPFERER aus den Kreideschiefern der westlichen Lechtaler Alpen ausgeschuppt. Von hier aus zieht sie in geschlossenem Zug bis in den Rätikon.

Diese nach Umfang und Bedeutung wohl wichtigste Baueinheit der Vorarlberger Kalkalpen bietet das Bild einer großartigen liegenden Falte, in deren Kern mittlere und untere Trias erscheinen und deren Hülle im wesentlichen aus Hauptdolomit gebildet wird, der über sich noch eingemuldet jüngere Gesteine (Jura und Kreide) tragen kann. Dabei ist die Faltenstirn um einige km schuppenartig nach N vorgetrieben worden, wobei der liegende Flügel völlig oder teilweise reduziert worden ist. Dieser verhältnismäßig kräftige Vorstoß spricht dafür, daß wir es am N-Rand der Schuppe tatsächlich mit einer Zone relativ gelöster Tektonik zu tun haben, die indessen das Ausmaß parautochthoner Bewegungen nicht überschreitet. Aus diesem Grunde ist es falsch, in diesem Zusammenhang weiter von Deckenbau zu sprechen.

Die Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe wird von einer etwa E-W streichenden Verwerfung zerschnitten, die wesentlich jünger als die Schuppung ist und die O. AMPFERER (1931) als Klesenza-Störung bezeichnet hat. An dieser Verwerfung ist die nördliche Scholle um etwa 500 m emporgehoben worden. Am Klesenza-Joch treten dabei unterostalpine Gesteine des Untergrundes in Form eines Fensters zutage. Durch diese Störung kann man sich die einheitliche Großschuppe in eine nördliche Braunarlspitz-Scholle und eine südliche Klostertal-Scholle zerlegt denken. Es ist jedoch ausdrücklich zu betonen, daß beide auf diese Weise gewonnenen Bauelemente als Teile einer zusammenhängenden Großschuppe nur eine sehr beschränkte Selbständigkeit besitzen und deshalb weniger als klar abgegrenzte tektonische Einheiten, sondern vielmehr als regionale Arbeitsbegriffe aufzufassen sind. Im folgenden soll ein Überblick über den Bau der genannten Teilschuppen im Bereich des Aufnahmegebietes gegeben werden.

a) Die Braunarlspitz-Scholle

Diese nördliche Teilscholle der Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe wird im Aufnahmegebiet vor allem durch das große Hauptdolomit-Massiv der Braunarlspitze vertreten, das hier die Stirn und den hangenden Flügel der großen liegenden Faltenschuppe bildet. Daneben tritt die tiefere Trias im westlichen Teil der Sattelzone von Lech-Zug auf. Es ist zweckmäßig, die Vielfalt der in diesem Zusammenhang zu beschreibenden Erscheinungen nach regionalen Gesichtspunkten aufzugliedern.

α) Die nördliche Randstörung

Die Störungslinie, an der die Braunarlspitz-Scholle von S her auf ihren vorgelagerten Rahmen überschoben wurde, tritt westlich der Mohnenfluh in das Aufnahmegebiet ein. Von hier aus zieht sie sich unter den Butzenwänden entlang zum Fürggele, von dort über die Ochsenköpfe und den N-Hang des Feuersteins weiter nach W, wo sie unter den Wänden des Madonakopfs und der Huttlaspitze plötzlich scharf nach S zurückspringt. Sofern die Kontakte nicht durch Schuttverhüllung verdeckt sind, ist der Hauptdolomit der Schuppenstirn in den meisten Fällen auf Kreide, seltener auf Fleckenmergel aufgeschoben.

Unter den östlichen Butzenwänden liegt der Hauptdolomit auf den Kreideschiefern, die hier das Hangende der Juppenspitz-Schuppe bilden. Zwischen Kreide und dem Dolomit des aufgeschobenen Butzenmassivs vermitteln dabei häufig schmale Streifen von Fleckenmergeln, Kössener Schichten (mit guterhaltener Muschelbrekzie) und schließlich auch langgestreckte isolierte Schubspäne von Hauptdolomit, die vermutlich beim Vordringen der Schuppe abgesplittert sind. Alle diese Gesteine liegen verwalzt und teilweise zersplittert unter der Schuppenstirn und sind zusammen nur wenige Meter mächtig.

Im Bereich der westlichen Butzenwände wird die Störungslinie klarer. Der Hauptdolomit liegt hier ausschließlich auf einer Serie von bunten Kreidemergeln, die mit 60° unter ihn einfällt.

Zwischengeschaltete Bänder anderer Gesteine treten unter der Überschiebungsfläche nicht auf. Zwischen dem Cenoman und den sich nördlich anschließenden Fleckenmergeln des Butzentobels liegen Streifen und Schmitzen von Radiolariten und Aptychenschichten, die sowohl miteinander als auch mit den liegenden Fleckenmergeln und der hangenden Kreide intensiv verfaltet und verschuppt sind. An einer Stelle wird die Folge von einer kleinen Störung zerrissen. Südlich des Verklimm treten Fleckenmergel und Aptychenschichten dicht an die Überschiebung heran, wobei die Kreidemergel fast ganz abgedrückt werden.

Im Hochgletscher-Gebiet sind alle Kontakte durch Schutt verhüllt, nur ganz im W erscheint ein schmales Band von Kössener Schichten unter den Wänden des Hauptdolomits. Die gleiche Rhätfolge ist dann auch am Fürggele vorhanden, wo sie etwas breiter wird und mit etwa 60° unter das Braunarlspitz-Massiv einfällt (Abb. 12). Die Kössener Schichten selbst sind wiederum auf Kreidemergel und einen Fetzen von Aptychenschichten überschoben, die hier das Hangende der Wandfluh-Schuppe bilden. Dieses Rhät bildet hier die Basis der Braunarlspitz-Schuppe.

Nach W zu sind die Kontakte wieder auf fast 1000 m durch Schutt unterbrochen. Erst an den Ochsenköpfen erscheint erneut die Kreideserie der Wandfluh-Schuppe, die sich in einem breiten Band unter den Wänden der Überschiebung entlang zieht, wobei sie sich nach W zusehends verschmälert. Das Liegende der Kreideschiefer bilden Fleckenmergel, die stark mit eingefalteten oder eingeschuppten Bändern und Schmitzen von Radiolariten und Aptychenkalken durchsetzt sind.

Von hier aus springt die Randstörung nach N, wo sie die Hauptdolomit- und Rhätbasis der Feuersteinmulde wiederum gegen Kreideschiefer begrenzt. Ihre weitere Fortsetzung findet sich unter den Wänden der Braunarlspitz-Madonakopf-Masse südlich der Gaden- und Madona-Alpe.

Über dem Huttlatal hebt sich der größte Teil der Schuppe mit

westlichem Achsensteigen aus. Die Störung springt also nach S zurück und läßt überall eine deutliche Überlagerung der Kreideschiefer durch den Hauptdolomit erkennen (Abb. 13, unteres Profil).

β) Das Braunarlspitz-Massiv

Unter dem Begriff des Braunarlspitz-Massivs soll hier in weiterem Sinne der ganze Hauptdolomit-Komplex zusammengefaßt werden, der sich zwischen nördlicher Randüberschiebung und Klesenza-Störung als zusammenhängendes Gebiet erstreckt und zwischen Mohnenfluh und Madonakopf eine E-W-Ausdehnung von 11 km erreicht. Der Hauptdolomit bildet im wesentlichen die Stirn und den hangenden Flügel der Braunarlspitz-Schuppe und baut dabei die gewaltigsten Höhen innerhalb des Arbeitsgebietes auf, die in der Braunarlspitze selbst den Betrag von 2651 m erreichen. Aus diesem Grunde sind die N-Hänge der Berge in diesem Bereich häufig leicht vergletschert (Braunarlspitze, Johannesköpfe).

Die Tektonik der Braunarlspitz-Madonakopf-Masse ergibt sich zwanglos aus ihrer Stellung als Stirn einer großen liegenden Faltenschuppe, deren liegender Flügel stark abgewetzt wurde. Grundelement des Bauplans ist dementsprechend eine flach bis mittelsteil nach N einfallende Schichtung, wie sie in der Mohnenfluh ausschließlich das tektonische Bild beherrscht. Nach W zu wird das Einfallen jedoch zunehmend steiler. Am Butzensee, wo der Hauptdolomit in das Arbeitsgebiet eintritt, sind es bereits 40° , auf der Butzenplattform selbst zwischen 50 und 80° . Gleichzeitig kommt es im Stirnbereich der Schuppe zu Einrollungserscheinungen, die an der Mohnenfluh noch in keiner Weise angedeutet sind. Der steil nach N fallende Hauptdolomit richtet sich plötzlich ganz auf und fällt kurz darauf mit Beträgen zwischen 80 und 40° unter sich selbst ein. Daraus ergibt sich mit aller Deutlichkeit das Bild einer umbiegenden Faltenstirn.

Westlich des Butzengebietes werden die Verhältnisse kompli-

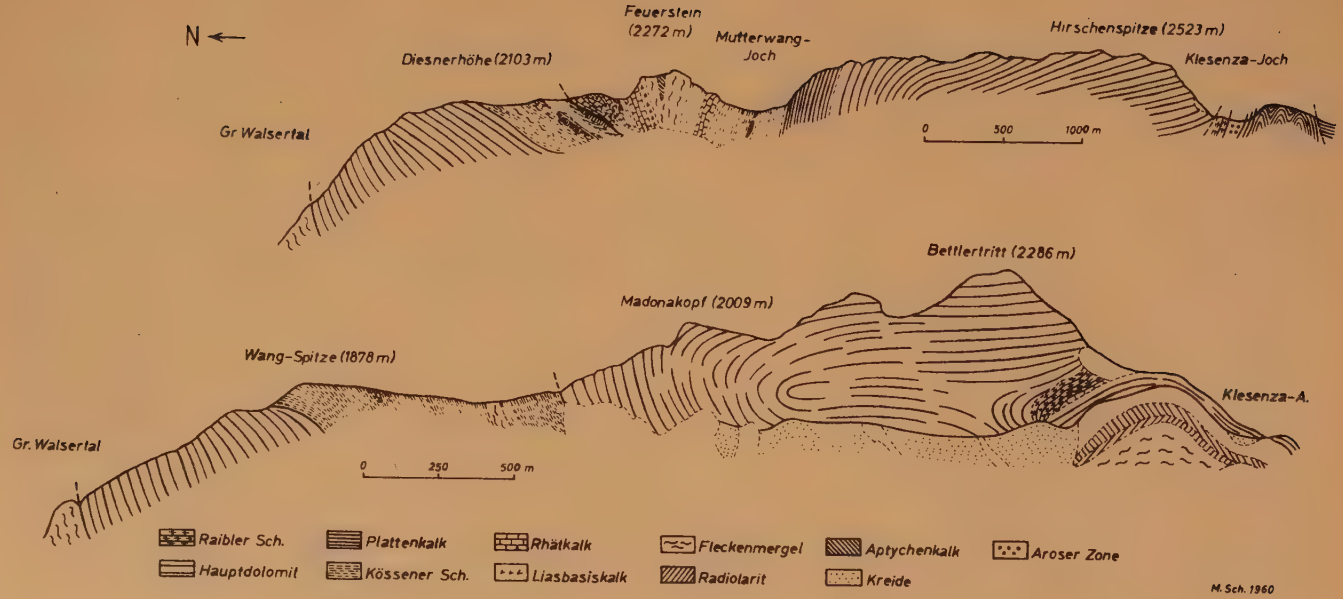
zierter. Der Hauptdolomit taucht hier nicht mehr in Form einer einfachen Umbiegung ab, sondern baut in den Umbiegungsbereich eine Reihe von Sätteln und Mulden ein (Abb. 12). Dadurch wird die Schuppenstirn beträchtlich verbreitert. Die unmittelbare Folge dieses "Stirnrunzelns" ist deshalb ein Raummangel, der sich in einem kräftigen Vorstoß nach N Platz schafft, wobei die Trias der vorgelagerten Wandfluh-Schuppe zerrissen und aufgesplittert wird.

Die südlichste "Runzel" innerhalb der Schuppenstirn tritt dicht unterhalb der Braunarlspitze auf (Abb. 12). Es ist eine flache Mulde, die sich rasch nach W aushebt. Nach E zu wird sie vom Einschnitt des Gletscherbetts abgeschnitten und läßt sich dann nicht weiter verfolgen. Augenscheinlich hat sie sich also auch nach E bald ausgehoben. Der Hauptdolomit ihres S-Flügels baut den Gipfel der Braunarlspitze auf.

Auf diese lokale Depression folgt nach N eine steile Aufsattelung mit zusammengedrückten Schenkeln und leicht überschwellendem "Hut". Die Grenze zwischen Mulde und Sattel ist nicht deutlich abgesetzt und bleibt aus diesem Grunde etwas unklar. Auch diese Aufwölbung des Hauptdolomits ist nur auf einen kleinen Bereich beschränkt. Auf diese Sattelzone folgt dann an der Sonntagswanne wiederum eine Mulde aus Hauptdolomit und massigen Plattenkalken, in deren Kern noch Kössener Schichten liegen, worauf bereits M. RICHTER (1956) aufmerksam gemacht hat. Diese Plattenkalke bilden hier den Rand des Braunarlspitz-Massivs und werden von den Cenomanmergeln der Wandfluh-Schuppe nur durch einen schmalen Streifen Rhät getrennt. Der liegende Flügel der Schuppe ist am Fürggele vollständig abgewetzt worden.

Die Rhätmulde der Sonntagswanne bildet ein östliches Analogon zur Mulde des Feuersteins, die weiter unten noch Gegenstand ausführlicher Erörterungen sein wird.

Umseitig: Abb. 13. Zwei Ansichtsprofile durch den oberostalpinen Schuppenbau zwischen Großem Walsertal und Klesenzatal


N
Feuerstein
(2272 m)
Mutterwang-
Joch
Hirschenspitze (2523 m)
Diesnerhöhe (2103 m)
Klesenza-Joch
Gr. Walsertal
0 500 1000 m
Bettlertritt (2286 m)
Madonakopf (2009 m)
Wang-Spitze (1878 m)
Klesenza-A.
Gr. Walsertal
0 250 500 m
Raibler Sch.
Plattenkalk
Rhätkalk
Fleckenmergel
Aptychenkalk
Aroser Zone
Hauptdolomit
Kössener Sch.
Liasbasiskalk
Radiolarit
Kreide
M. Sch. 1960

Die weitere Fortsetzung der Schuppe südwestlich des Fürggeles zeigt wieder einen einfachen Bau. Die Hauptdolomitwände nördlich des Hochlichts bieten dabei in einem großartigen Aufschluß von über 1000 m Höhe ein nahezu modellartiges Bild der umbiegenden Faltenstirn. Auch zwischen Klesenza-Störung und Mutterwang-Joch tritt der Charakter der Schuppe als große liegende Falte ziemlich eindeutig in Erscheinung (Abb. 13, oberes Profil).

Westlich der Bratschenwand und der Johanneswanne beginnt sich mit zunehmender Deutlichkeit ein Achsensteigen innerhalb des Braunarlspitz-Massivs abzuzeichnen, das mit geringen Beträgen einsetzt und im Bereich von Huttlaspitze und Bettlertritt 35 - 40° erreicht. Dieses "Aufbäumen" der Faltenachse, das durch ein südliches Zurückbiegen der vorgelagerten Wandfluh-Schuppe bedingt wird, führt zu einem fast vollständigen Ausheben der Schuppe über dem Huttlatal, wobei sich nochmals der Faltencharakter in einem Ansichtsprofil von nicht zu überbietender Klarheit manifestiert (Abb. 13, unteres Profil). Im Kern der Falte tritt dabei am Bärenwang eine Raibler Serie auf, die derjenigen des Sattels von Lech-Zug entspricht. Nur ein schmaler Hauptdolomitzug, bei dem es sich um den tektonisch stark reduzierten liegenden Flügel der Schuppe handelt und der aus diesem Grunde ziemlich mylonitisiert ist, überquert an der Klesenza-Alm das Tal und stellt somit die Verbindung zu dem Hauptdolomitkamm von Grongkopf und Kellerspitze her, der die Fortsetzung der Braunarlspitz-Scholle bildet.

Im S wird die Braunarlspitz-Madonakopf-Masse von der Klesenza-Störung begrenzt, wobei am Klesenza-Joch, am Sefenebühl und südlich des Stierkopfes die Raibler Schichten des Faltenkerns nochmals exponiert werden. Am Stierkopf liegt die Raibler Serie fast ausschließlich in Form von Gipsen vor.

γ) Die Muldenzone des Feuersteins

In die vorgetriebene Stirn der Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe ist im Bereich des Feuersteins eine Jura-

Mulde eingebaut, deren Kern noch ein schmales Band von Aptychenschichten enthält (Abb. 13, oberes Profil). Dieser Sachverhalt war schon O. AMPFERER (1931) bekannt und ist auch bereits auf der geologischen Karte der Lechtaler Alpen zur Darstellung gekommen.

Bei der Feuerstein-Mulde handelt es sich um ein Analogon zur Mulden-"Runzel" der Sonntagswanne südlich des Fürggeles. Während aber hier nur eine Rhätserie über dem Plattenkalk liegt, erscheint in der Feuerstein-Mulde ein Jurakern mit Fleckenmergeln und Aptychenschichten. Am N-Flügel der Mulde vermittelt dabei der rote Lias-Basiskalk zwischen Trias und Jura.

Wesentlich muß erscheinen, daß sowohl an der Sonntagswanne wie am Feuerstein der N-Rand des Braunarlspitz-Massivs von einer mächtigen Plattenkalk-Serie aufgebaut wird, die sonst immer fehlt. Südlich des Feuersteins setzen diese Plattenkalke an der Bratschenwand ein und ziehen sich von hier bis in das Gebiet der Gaden-Alpe, wobei sie sich jedoch zuletzt stark verschmälern. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß sich die Mulde selbst auch noch bis in den erwähnten Bereich erstreckt, was wegen der starken Moränen- und Schuttverhüllung nicht völlig eindeutig nachgewiesen werden kann. Auf jeden Fall existiert die starke Verbreiterung der Kössener Schichten westlich des Diesnerbergs nicht, wie sie O. AMPFERER auf der Karte der Lechtaler Alpen verzeichnet und wie sie nach dieser Darstellung eine weitere Ausdehnung der Feuerstein-Mulde nach W als ausgeschlossen erscheinen ließe. Innerhalb dieser Kössener Serie liegt nämlich ein ziemlich breiter Streifen von Fleckenmergeln mit einzelnen Radiolaritschmitzen, der sich von der Diesnerberg-Alp bis an den Gadenmähder zieht, wo die Folge wiederum von Schutt abgeschnitten wird. Es ist allerdings schwer zu beurteilen, ob es sich bei diesem Jura um den Muldenkern des Feuersteins oder um die Flekkenmergel aus dem Hangenden der Wandfluh-Schuppe handelt.

Die N-Begrenzung der Feuerstein-Mulde wird von Hauptdolomit und Plattenkalken gebildet, die dabei bis auf etwa 60 m an

die entsprechenden Serien des eigentlichen Schuppenkörpers der Braunarlspitz-Scholle herantreten und von diesen wohl tatsächlich nur durch die oberflächliche Schuttverhüllung getrennt werden. Wegen der starken Verzerrung der topographischen Unterlage konnte diese geringe Entfernung (die auf der alten Karte überhaupt nicht in Erscheinung tritt) auch bei der Neukartierung nicht völlig naturgetreu dargestellt werden.

Nach W zu gehen der Hauptdolomit und die Plattenkalke dieses nördlichen Muldenflügels unter dem Schutt der "Seelewanne" verloren. Die N-Begrenzung der Mulde wird jetzt ausschließlich durch Kössener Schichten und Rhätkalke gebildet, die ihrerseits an Jura und Kreide der Wandfluh-Schuppe angepreßt erscheinen (Abb. 13, oberes Profil). Schließlich wird die ganze Folge am Diesnerberg durch Schutt abgeschnitten.

Etwas problematisch erscheint die Stellung eines Zuges von Hauptdolomit und Plattenkalken, der sich von der Sohle des hinteren Rotenbrunner Tals bis an die Madona-Alpe hinaufzieht. Dieser Zug erinnert zunächst an die Verhältnisse am Feuerstein, wo die gleichen Gesteine die Jurafüllung der Feuerstein-Mulde nach N begrenzen. Trotzdem scheint es sich hierbei aber um einen abgesplitterten Teil der Wandfluh-Schuppe zu handeln, der durch ein Band von Kössener Schichten von dem Hauptteil dieser Schuppe abgetrennt wurde. Für eine Fortsetzung der Feuerstein-Mulde bis in dieses Gebiet ergeben sich sonst nämlich keine weiteren Anhaltspunkte.

b) Das Klesenza-Fenster

Die Braunarlspitz-Madonakopf-Masse als nördliche Teilscholle der Wösterspitz-Schuppe wird durch die Klesenza-Störung von der südlichen Klostertal-Scholle getrennt. An dieser Störung, die ostwestlich streicht und eine bedeutende vertikale Sprunghöhe aufzuweisen hat, werden unterostalpine Gesteine des Untergrundes hochgeschleppt, so daß eine beträchtliche Überschiebung des Oberostalpins als zwingend angenommen werden muß. Aus diesem Grunde hat schon O. AMPFERER (1930) das Kle-

senza-Joch als tektonisches Fenster beschrieben.

Neuerdings hat R. HUCKRIEDE (1959) diese Fensternatur geleugnet und dabei auch die bisherige Auffassung des Charakters der Klesenza-Störung in Zweifel gezogen. Die unterostalpine Fensterfüllung deutet HUCKRIEDE als gewöhnliche oberostalpine Kreidemulde, die an ihren Rändern in ein System von Störungen gezwängt ist; dadurch soll das Bild einer scheinbaren Überlagerung durch eine höhere tektonische Einheit entstehen. Unter diesen Umständen erlangten die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen besonderes Gewicht.

Eine Auseinandersetzung mit diesen Fragen ist vom Verfasser im Neuen Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, H. 10, 1960, gegeben worden und soll aus diesem Grunde hier nicht wiederholt werden.

c) Die Klostertal-Scholle

Südlich der Klesenza-Störung setzt sich die Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe in der Klostertal-Scholle fort, deren relativ flachliegende Trias am Madratsch und an der Roten Wand über sich eingemuldet Jura und Kreide trägt (Rotwand-Mulde). Diese Trias bildet im Aufnahmegebiet den südlichen Rahmen des Klesenza-Fensters. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um Hauptdolomit und Plattenkalke, die hier die Spitzfalten des Schönbühels aufbauen (Abb. 13, oberes Profil).

IV. Das tektonische Gesamtbild des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech

Das vorliegende Kapitel, in dem eine Synthese des Gebirgsbaus im Bereich des Aufnahmegebiets gegeben wird, erscheint in erweiterter Form unter dem Titel "Zur Revision des ostalpinen Deckenbaus im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum" in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Band 113, 1961. Diese Arbeit enthält gleichzeitig die geologische Karte des bearbeiteten Gebietes.

E. ZUSAMMENFASSUNG

Die geologische Spezialaufnahme des ostalpinen Anteils der Vorarlberger Alpen zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech ergab die Existenz einer einheitlichen oberostalpinen Decke mit Schuppenstruktur, die durch das Unterostalpin der Aroser Zone von der südlichen Vorarlberger Flyschzone getrennt wird. Eine Untergliederung des Oberostalpins in Teildecken ist nicht möglich. Jeder Versuch, die Vielfalt der vorhandenen tektonischen Elemente zu höheren Einheiten zusammenzufassen - etwa in den Dualismus Allgäudecke - Lechtaldecke zu pressen - ist willkürlich und wird den tatsächlichen Verhältnissen in keiner Weise gerecht. Eine Einteilung in Allgäudecke, Lechtaldecke A und Lechtaldecke B im Sinne von O. AMPFERER (1930, 1931) und Th. BENZINGER (1929) ist aus diesem Grunde entschieden abzulehnen. Auch die im Anschluß an M. RICHTER (1956) durchgeführte Einteilung in eine nördliche, mittlere und südliche Schuppenzone ist lediglich als regionales Ordnungsprinzip zu werten und erhebt nicht den Anspruch darauf, Baueinheiten von gleichem oder ähnlichem tektonischen Charakter zusammenzufassen.

Der interne Baustil der oberostalpinen Decke wird ausschließlich bestimmt durch den Gegensatz zwischen den kompetenten Gesteinen der Trias und den inkompetenten Serien des Juras und der Kreide. Alle in diesem Bereich auftretenden Beanspruchungsformen sind also weniger eine Funktion des speziellen Beanspruchungsakts als vielmehr eine Folge der unterschiedlichen Mobilität des beanspruchten Materials. Es ist zweckmäßig, in diesem Zusammenhang im Anschluß an H. GALLWITZ (1956) von tektonischer Selektion zu sprechen. Gleitbrett, Pilzsattel und autochthone Klippe stellen dabei nur graduelle Varianten der gleichen tektonischen Grundform dar, die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Die Endpunkte dieser Formenreihe seien als vektorielle und indifferente Schuppung definiert.

Es kann als sicher gelten, daß fast alle auftretenden Schuppenelemente embryonal als Sattelzonen angelegt worden sind. Der Schuppungsstil ist im Bereich des Aufnahmegebiets eindeu-

tig richtungsbetont ("vektoriell"), es herrschen also flachliegende bis mittelsteile N-vergente Schuppen vor. Die Schuppung selbst vollzieht sich fast ausschließlich im autochthonen Bereich, lediglich am N-Rand der Wösterspitz-Braunarlspitz-Klostertal-Schuppe erreicht sie parautochthone Ausmaße.

Die oberostalpine Decke wird im Bereich des oberen Lech von der Klesenza-Störung zerrissen, an der die südliche Scholle um etwa 500 m absinkt. Dabei werden am Klesenza-Joch unterostalpine Gesteine in Form eines Fensters exponiert, so daß ein freies Schwimmen der Decke - wenigstens aber ein beträchtliches "Überlappen" des oberostalpinen Komplexes auf seinen nördlichen Rahmen - als sicher angenommen werden muß.

F. LITERATUR

AMPFERER, O.: Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen.- Verh. k.u.k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1910

" & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee.- Jb. k.u.k. Geol. Reichsanstalt, 61, Wien 1911

" Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen.- Jb. k.u.k. Geol. Reichsanstalt, 64, Wien 1914

" Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales.- Jb. Geol. Bundesanstalt, 80, Wien 1930

" Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales.- Jb. Geol. Bundesanstalt, 81, Wien 1931

" Zur Großtektonik von Vorarlberg.- Jb. Geol. Bundesanstalt, 82, Wien 1932

" , BENZINGER, Th. & REITHOFER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25000, Blatt 4 (Klostertaler Alpen) . Mit Erläuterungen von O. AMPFERER. Geol. Bundesanstalt, Wien 1932

BENZINGER, Th.: Zur Geologie des Quellengebiets der Bregenzer Ach.- Jb. Geol. Bundesanstalt, 79, Wien 1929

BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntaldecke.- S.B. bayer. Akad. Wissensch., math.-nat. Abt., 239-264

BLUMENTHAL, M.: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales.- Eclogae Geol. Helvetiae, 29, Basel 1936

GALLWITZ, H.: Über tektonische Selektion.- STILLE-Symposium, Stuttgart 1956

GRUNAU, H.: Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems.- Diss. Bern 1947

GUBLER, J.: Etudes géologiques dans le Vorarlberg central.- Paris 1927

HAMANN, P. & KOCKEL, C.W.: Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke.- Geol. Rdsch., 45, 1956

HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt - unteres Cenoman).- Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1958

HUCKRIEDE, R.: Das sogenannte Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Kalkalpen.- Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforschg., 87, 1959

HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu).- Z. dt. geol. Ges., 109, 1958

JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu.- Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforschg., 87, 1958

KALLIES, H.-B.: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau.- Diss. Berlin 1958

KOCKEL, C.W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten.- Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1956

KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke.- N. Jb. Mineral. etc., Abh., 90, 1949

KUENEN, Ph.H. & MIGLIORINI, C.J.: Turbidity currents as a cause of graded bedding.- J. Geol., 61, Chicago 1950

LANGE, P.: Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hohem Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal.- Geologie, 5, Berlin 1956

LOTZE, F.: Über "autochthone Klippen", mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen.- Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, N.F., 1, Nr. 1, Berlin 1934

REISER, K.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge.- Geogn. Jh., 33, München 1920

ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen, Bd. I, II u. III.- Lindauersche Buchhandlung, München 1900, 1905, 1908

RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu.- N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., 105, 1957

RICHTER, M.: Die größte Reliefüberschiebung der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Donau.- Geol. Rdsch., 35, 1948

" Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill.- STILLE-Symposium, Stuttgart 1956

" Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten.- Z. dt. geol. Ges., 108, 1956

" Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon.- Z. dt. geol. Ges., 110, 1958

RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen.- Z. dt. geol. Ges., 105, 1954

SCHÜLER, B.: Geologie der Berge südlich von Mittelberg im Kleinen Walsertal.- Diss. Berlin 1958

SCHMIDT-THOMÉ, P.: Neue Probleme der Alpengeologie.- Z. dt. geol. Ges., 109, 1957

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone.- In SCHAFFER: Geologie von Österreich, Wien 1951

TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde.- Wissensch. Veröff. D. u. Ö. Alpenverein, 7, 1930

WAGNER, G.: Rund um Hochifen und Gottesackergebiet.- Hohenlohesche Buchhdlg. F. Rau, Öhringen, 1950

ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun.- N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., 101, 1955

ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun.- Z. dt. geol. Ges., 111, 1959

Lebenslauf

Am 13. 11. 1933 wurde ich, Manfred Schidlowski, als Sohn des damaligen Bäckers Gerhard Schidlowski und dessen Ehefrau Elisa, geb. Frömming, in Stettin geboren.

Von 1939 bis 1944 besuchte ich die Grundschule, danach die Oberschule, die ich 1952 in Greifswald/Pommern mit dem Zeugnis der Reife verließ.

Im gleichen Jahre begann ich mein Geologiestudium an der Ostberliner Humboldt-Universität, das ich seit 1956 an der Freien Universität Berlin fortsetzte und im Mai 1960 mit der Diplomprüfung abschloß. Zur Zeit bin ich als wissenschaftlicher Hilfsassistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Freien Universität tätig.

Meine Lehrer an der Humboldt-Universität waren u.a. die Herren Professoren S. v. BUBNOFF, F. DEUBEL, W. GOTHAN und W. GROSS, an der Freien Universität die Herren Professoren E. FELS, K. GÜNTHER, K. HERTER, K.F. JAHR, H. LÜERS, K.R. MEHNERT, M. RICHTER, W. ULRICH sowie die Privatdozenten Dr. G. BISCHOFF und Dr. W.G. KÜHNE.